Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen

Von

Artur Winkler (Wien)[1]

(Vorgelegt in der Sitzung am 11. Oktober 1923)

Ein Großteil unserer tektonischen Erkenntnisse ist dem Studium der Alpen, des uns zunächst liegenden großen Faltengebirges entsprungen. Für die Weiterentwicklung der geomorphologischen Ansichten scheint gerade in neuester Zeit ebenfalls die wissenschaftliche Erschließung der Alpen eine erhöhte und maßgebliche Bedeutung zu gewinnen. (O. Ampferer [1], R. v. Klebelsberg [2], F. Kossmat [3], F. Leyden [4], F. Machatschek [5, 6], A. Penck [7], E. Brückner [8], G. Stefanini [9], J. Sölch [10, 11], R. Schwinner [12], A. Winkler [13, 14, 15], A. Heim [16].)

Die Ostalpen sind aber bezüglich der Erkenntnis der geomorphologischen Entwicklungsgeschichte[2] vor den Westalpen bedeutend bevorzugt. Denn die glazialen Phänomene haben in den Ostalpen nicht so umgestaltend wie in den Westalpen in das Antlitz des Gebirges eingegriffen; die Einwirkungen jugendlicher Gebirgsbewegungen treten in ersteren nicht so maßgebend wie in den westlichen Alpenteilen hervor. In der Umrandung der Ostalpen lassen sich deutlichere und sichere Beziehungen zwischen den marinen und limnischen Ablagerungsbezirken und den zugehörigen Oberflächenformen des Gebirges feststellen. (Vgl. hiezu auch J. Sölch, 10, p. 148.)

In dieser hier nur als vorläufige Mitteilung gedachten Studie sollen einige Probleme, die die Beziehungen zwischen ostalpiner Sedimentation, Tektonik und Morphologie betreffen, herausgegriffen und der Versuch unternommen werden, sie einer sachlich begründeten Lösung zuzuführen. Es wird sich im Verlauf der Darlegungen zeigen, daß sich hiebei einige Ergebnisse allgemeiner Tragweite zu ergeben scheinen.[3]

---

[1] Diese Publikation deckt sich inhaltlich im wesentlichen mit den Ausführungen, die ich anläßlich der I. Allgemeinen Versammlung der Geologischen Vereinigung in Leipzig am 21. September 1922 gehalten habe.

[2] Abgesehen von den Phänomenen der Eiszeit, auf die in vorliegender Arbeit nicht näher eingegangen wird.

[3] Eine ausführlichere Bearbeitung des Problems unter eingehenderer Würdigung der Literatur und spezieller Behandlung der Einzelgebiete beabsichtige ich in Bälde a. a. O. zu geben. Die vorliegende Studie erhebt daher nur den Anspruch auf die Beurteilung als vorläufige Mitteilung.

I. Die Frage nach der Existenz jungtertiärer allgemeiner Trans- und Regressionen (einheitlich verbreiteter Spiegelschwankungen) am Fuße der Ostalpen.

Die besonders von E. Sueß verfochtene Theorie allgemein verbreiteter (eustatischer) Schwankungen des Meeresspiegels ist in neuerer Zeit mehrfach wieder zur wissenschaftlichen Diskussion gestellt worden. Franz E. Sueß hat in einem eingehenden, auf reichere Literaturstudien begründetem Referate vielfältiges Beobachtungsmaterial zusammengefaßt, welches seiner Ansicht nach in entschiedener Weise zugunsten der Annahme eustatischer Spiegelschwankungen der Meere, und zwar auch während der Jungtertiär- und Quartärzeit spricht (17).

M. Gignoux, der die Strandlinien der miozänen und pliozänen Zeit im Mittelmeer sehr genau studiert hat, neigt derselben Auffassung zu (18).

H. Hassinger, der bekannte Geomorphologe, kommt nach jahrelanger Beschäftigung mit den bezüglichen Problemen zu analogen Schlußfolgerungen: »Der Gedanke der eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels, einer ruckweisen, durch Stillstandslagen unterbrochenen negativen Bewegung des Meeresspiegels, vielleicht verursacht durch eine nachweisbare Vergrößerung während des Pliozäns und älteren Pleistozäns infolge neuer Einbrüche der Erdkruste, tritt wieder in den Vordergrund . . .« (19, p. 192). F. X. Schaffer maß ebenfalls den eustatischen Spiegelschwankungen große Bedeutung bei (20). Für die Quartärzeit werden heute wohl ziemlich allgemein eustatische Spiegelschwankungen (durch die Bindung großer Wassermassen als Gletschereis, beziehungsweise durch deren Abschmelzen hervorgerufen) angenommen (A. Penck, 21, p. 314, A. Grund, 22, p. 13, R. Daly, 23, De Marchi, 24, p. 14).

Viele Geologen scheinen schon durch die Voraussetzung einer recht weiten Verbreitung der Haupt-Trans- und Regressionen der Auffassung eustatischer Spiegelschwankungen zuzuneigen, während andere freilich mit E. Haug schließen, daß die Verschiebungen der Strandlinien in den geosynklinalen Gebieten und außerhalb derselben in abwechselnder Weise vor sich gegangen sind (E. Haug, 25, E. Daqué, 26), wieder andere sich einer bestimmten Stellungnahme enthalten (z. B. E. Diener, 27, p. 137).

Die Frage nach der Berechtigung oder des Nichtzutreffens der Annahme allgemeiner eustatischer Bewegungen des Meeresspiegels kann auf dem engumgrenzten Boden der Ostalpen naturgemäß einer Lösung nicht zugeführt werden.

Es kann nur die Feststellung versucht werden, ob und inwieweit sich am ganzen Ostalpenrande gleichsinnige und gleichzeitige Verschiebungen der Meeresgrenzen erkennen lassen und ob dieselben von der lokalen und auch regionalen Gebirgstektonik

unbeeinflußt erscheinen. Selbst im Falle ihrer am ganzen Ostalpenkörper erkennbaren Einheitlichkeit und Gleichartigkeit und ihrer Unabhängigkeit vom speziellen, tektonischen Aufbau könnten diese Meeresschwankungen sowohl in eustatischen Niveauverschiebungen als auch im allgemeinen das ganze Gebirge einheitlich umfassenden Krustenbewegungen (etwa epirogenetischer Art) ihre Erklärung finden.

1. Die miozäne Transgression am Ostalpensaum.

Der Anfang des Miozäns wird am Ostalpensaum ganz allgemein durch den Eintritt einer Transgression eingeleitet. Sie beginnt anscheinend schon in der aquitanischen Stufe und erreicht erst in einem höheren Abschnitt des Altmiozäns (der nach anderen Einteilungen auch als älteres Mittelmiozän zu bezeichnen wäre) ihren Höhepunkt. (= Schlierhorizont des Wiener Beckens, = unteres Helvetien, = oberes Langhien der italienischen Geologen.)

Vom Südalpensaum hat jüngst Stefanini eingehende Belege für die altmiozäne Transgression beigebracht (9, p. 583—599, auch Tellini A. 27). Es findet eine weitgehende Überflutung, speziell des friaulischen Gebirgssaumes, statt, die im oberen Langhien kulminiert. (Stefanini, 9, p. 598—599.)

Im südlichsten Teil unseres östlichen Alpensaumes, im Bereich der Savefalten, lagern sich untermiozäne Meeresbildungen, z. T. transgredierend über älteres Grundgebirge, weithin aber über die oberoligozänen Brack- und Süßwasserschichten auf (Teller F. 28, p. 97, 29, p. 108, 30, p. 99, Bittner A. 31, p. 485, Kramberger-Gorjanović 115, p. 15).

Im steirischen Becken (mittelsteirische Tertiärbucht) dringen die Meeresfluten des Altmiozäns transgredierend über den Südostrand der Zentralpen vor und lagern zuerst grobkörnige Bildungen (basale marine Mergel und mürbe, mergelige Sandsteine, A. Winkler 33, p. 515 ff.), dann aber unter etwas tieferem Wasserspiegel die Foraminiferenmergel des mittelsteirischen Schliers ab. (A. Winkler 175, 33, p. 515—534, R. Jäger, 34, p. 141.)

Vermutlich gleichzeitig mit der Bildung der letztgenannten greifen zuerst Brack- und Süßwassersedimente (Eibiswalder Schichten), sodann marine Schichten (Florianer Tegel) in die inneren Winkeln der steirischen Bucht transgredierend über das kristalline Grundgebirge über. (Winkler, 175, 33, p. 610, 35, p. 1, Hilber V., 36, p. 505, 37, p. 71, vgl. auch Heritsch F., 38, p. 50—52.) Sogar die innerzentralalpine, ostkärntnerische Senkung wird von der Meerestransgression betroffen (Höfer H., 39, p. 311, Penecke K. A., 40).

In der Senke, welche die östlichen Nordalpen von der böhmischen Masse trennt, und am Südrande der letzteren hat jüngst E. Nowak (41, p. 39—41) eingehend die altmiozänen Transgressionserscheinungen beschrieben.

Die Überflutung beginnt hier mit der aquitanischen Stufe (Molter Schichten, Pielacher Tegel, [41, p. 38]), prägt sich in dem über das Grundgebirge erkennbaren Übergreifen des (oberen) Melker Sandes (= 1. Mediterranstufe) aus und kulminiert in der noch weiter über das böhmische Massiv vordringenden Transgression des »Schlier« (im engeren Sinne des Wortes). Diese Phase entspricht der Hauptverbreitung feinkörniger, schlieriger Mergelsedimente.[1]

Im außeralpinen Wiener Becken hat auch F. X. Schaffer die Existenz einer altmiozänen Transgression beleuchtet und in Einzelphasen gegliedert. Er vertritt entschieden den Standpunkt, daß eustatische Spiegelschwankungen der Meere ihren wechselnden Umrissen zugrunde liegen. Die »Schlierphase« entspricht auch nach Schaffer einem der Höhepunkte der Transgressionswelle, wenn er auch deren Hauptkulmination schon in der 1. Mediterranstufe (am Schlusse derselben) ansetzt (20, p. 385, 44, p. 120—122).[2]

In den Molassegebieten der westlichen Nordalpen, die die Fortsetzung des großen Schweizer Molassesaumes darstellen, bedeutet das Miozän nach dem Vorherrschen brackisch-limnischer Ablagerungsbedingungen im Oberoligozän den Eintritt einer Meerestransgression. Heim hat in der »Geologie der Schweiz« die große Meeresüberflutung des Burdigalien (= Altmiozän), die fast unvermittelt marine Sedimente über limnische Schichten gebreitet hat, eingehend gewürdigt (Heim, 45, p. 123).

Nahezu überall am Alpensaum sind, wie hier angedeutet wurde, die Anzeichen einer altmiozänen Transgression, die wenigstens nach überwiegender Auffassung in einem höheren Zeitabschnitt dieser Phase kulminiert hat, erkennbar. Es erscheint ganz naturgemäß, daß diese Überflutung mit einer besonders weiten Verbreitung feinkörniger Schliersedimente und Foraminiferenmergel oder feinerer Molassebildungen begleitet wird. So schreibt Stefanini der Molasse des oberen Langhien, Haug (46, p. 1736) dem Schlier bathyale Entstehung zu, was allerdings bezüglich des letzteren sicherlich nicht allgemein zutrifft.[3] Immerhin deutet das Vorherrschen feinkörniger Sedimentation, sowie die Fauna im allgemeinen auf eine weitere Ausdehnung der vom Meere bedeckten Räume, auf eine Zurückdämmung der Flußmündungen und auf ein stärker denudiertes Rückland hin.[4]

---

[1] Die in gewissen Räumen sich schon in dem Oligozän gebildet hatten. (Vgl. Abel O., 43. p. 138, Nowak, 41, p. 40.)

[2] H. Vetters und G. Götzinger (174) haben indessen auch am alpinen Südrand des inneralpinen Wiener Beckens die altmiozäne Transgression erwiesen. Über lokal festgestellten, oligozänen Brackwasserschichten (mit Kohlenflötzen) folgt zuerst die sandige Facies der Melkerschichten, sodann die mergelige Schlierentwicklung.

[3] Auch der steirische Foraminiferenmergel (Schlier) ist nur zum Teil eine Bildung außerhalb der Seichtwasserzone, während anderseits Schliersedimente auch in sehr seichten Becken zur Ablagerung gelangen können.

[4] Vgl. hiezu die Bemerkungen von Stefanini in 9, p. 598.

Der Transgression des älteren Miozäns und ihrer Kulmination im »Schlier« (= älteres Helvetien) scheint übrigens über die Grenzen der Ostalpen hinaus eine Bedeutung zuzukommen. So verlegt Haug (25 *b*, p. 1636)[1] die größte Ausbreitung des miozänen Meeres in das (ältere) Helvetien, welches er mit dem »Schlier« parallelisiert, dessen weite, niveaubeständige Verbreitung in Europa hervorgehoben wird.[2]

2. Mittel-obermiozäne Meeresschwankungen.

Die Zeit des mittleren und oberen Miozäns entspricht im ganzen genommen einer freilich von nicht unbedeutenden Rückschlägen unterbrochenen Regression der Meere am Fuße der Ostalpen, die an der Pliozängrenze ihren Höhepunkt erreichte.

Innerhalb dieser negativen Bewegung der Strandlinie hebt sich aber vielfach eine Phase deutlicher Transgression in der 2. Mediterranstufe (Tortonische Stufe) hervor. Da sie in gewissen Räumen klar erkennbar ist, wurde von einigen Forschern in diese Zeit hinein der Höhepunkt der miozänen Überflutung verlegt. Ich glaube in der Spiegelerhöhung der Meere zur 2. Mediterranzeit zwar eine auf weitere Erstreckungen hin verfolgbare, namhafte Meeresschwankung annehmen zu können, die aber — nach den Verhältnissen am Ostalpensaum zu schließen — doch an Bedeutung gegenüber der Transgression des Altmiozäns zurückzutreten scheint, welch letzterer auch nach Haug allgemeinere Ausbreitung zukäme.

Vielleicht erreicht die tortonische Überflutung in jenen Räumen besondere Sichtbarkeit, wo die miozänen Senkungen der Sedimentation neue Räume erschlossen haben.[3]

Für ein größeres Ausmaß der ältermiozänen Transgression am Ostalpensaum gegenüber der jungmediterranen spricht auch der Umstand, daß innerhalb der 2. Mediterranstufe Riff- und Strandbildungen auch in den steten Meeresdepressionen in großer Ausbreitung nachweisbar sind.[4]

Zwischen der Überflutung des älteren Miozäns und jener der 2. Mediterranstufe schaltet sich vielfach eine Sedimentserie ein, die auf eine Ausseichtung des Meeres und auf die Existenz brackischer Verhältnisse hindeutet (= *Oncophora*-Schichten; vielleicht auch zum Teil die den sogenannten Grunderschichten zugezählten Bildungen; ferner älteres, konglomeratisches Leithakalkniveau der Savefalten

[1] Haug gibt (25 *b*, p. 1635—1636) an: »Il est difficile dés lors de conclure, avec E. Sueß, que le Schlier nous donne l'image, d'une vaste mer expirante«. »La mer néogène du bassin extra-alpin atteigneait au moment où elle deposait le Schlier, son maximum de profondeur et son maximum d'extension.«

[2] Was aber wohl nur im großen und ganzen, nicht aber im einzelnen Geltung haben kann, indem sowohl ältere (oligozäne), als auch jüngere (jungmediterrane) Schlierbildungen mehrfach erwiesen wurden. Die Zeit zwischen Alt- und Jungmediterran entspricht demnach nur der maximalen Ausbreitung der Schlierfacies.

[3] Nach Heim treten im Schweizer Molassegebiet in der »Vindobonischen Stufe« am Alpenrande mehr Süßwasserbildungen hervor, während es im Juragebiet in mariner Entwicklung über das Burdigalien hinaus transgrediert. (45, p. 125.)

[4] Neben der auch im Obermediterran nicht fehlenden Schlierfacies.

[Teller, 30, p. 105—107, 46] und analoge Bildungen der steirischen Bucht. [Winkler, 175, 33, p. 545]).

Am Ostalpenrande läßt sich die zeitlich anschließende Transgression der 2. Mediterranstufe in den Savefalten (Auflagerung der schlierartigen Tüfferer Mergel über dem unteren, konglomeratischen Leithakalk) (31, p. 490, 46, 30, p. 107), in der steirischen Bucht (Winkler, 35, p. 1, 175) und in dem inneralpinen Wiener Becken (Eindringen der Leithakalkstufe) gut erkennen (vgl. hiezu R. Hoernes, 47, p. 954—955).

3. Die Regression des Obermiozäns und ihre Kulmination an der Pliozängrenze.

Das Obermiozän, besonders aber der Abschluß dieser Stufe an der Pliozängrenze entspricht einer Phase ausgesprochener Regression, eine Erscheinung, auf die E. Sueß (48, p. 422) schon vor vielen Jahren hingewiesen hat.

Am Südalpensaum hat in Erweiterung älterer Studien Stefanini in einer großangelegten Monographie das fortschreitende Seichterwerden des Meeres und seine Aussüßung im Verlaufe des Mittel- und Obermiozäns beschrieben. An Stelle der »bathyalen« Sedimente des oberen Langhien, stellen sich die in geringerer Tiefe (Laminaria Z.) entstandenen helvetischen Schichten, die sandigen Küstenbildungen des unteren Tortoniens, und die grobsandig-konglomeratischen Strandablagerungen der oberen tortonischen Stufe (marine Strandbildungen) ein, die von brackisch-limnischen und besonders von fluviatalen Ablagerungen großer Mächtigkeit überdeckt werden. Der Südalpenrand war im Obermiozän landfest geworden.

Die stehenden Gewässer, welche im Obermiozän den Ostfuß der Alpen bespült haben, erscheinen vom Mittelmeer mehr oder minder abgetrennt (brackisches, sarmatisches Becken). Ihr Wasserstand wird nach den im Wiener Becken erkennbaren Verhältnissen gegenüber der 2. Mediterranstufe ebenfalls als ein tiefer gelegener angegeben. (Schaffer, 49, 50, p. 113; Hassinger, 51, p. 197.) Auch das Auftreten von Leithakalkgeröllen in den sarmatischen Sedimenten spricht dafür (Fuchs Th., 52, p. 351; Schaffer F. X., 50, p. 93 und 121).

In der steirischen Bucht konnte ich innerhalb des Obermiozäns sekundäre Oszillationen des Meeresspiegels feststellen (schwache Transgression des mittleren Sarmats), über deren allgemeinere oder nur lokale Bedeutung nichts Bestimmtes ausgesagt werden kann.[1] (Winkler, 33, p. 571, 53, p. 19). Aber deutlich läßt sich hier die Ausseichtung des Meeres im Obersarmat feststellen.[2]

---

[1] Es verdient aber hervorgehoben zu werden, daß auch im Wiener Becken ähnliche Wasserstandsschwankungen im Sarmat zu verzeichnen sind. Vgl. hiezu H. Hassinger (51, p. 197).

[2] Grobe Kiese und Schotterlagen in Sediment, Rippelmarks, Auftreten riffartiger Bildungen (Serpuliten und Bryozoenkalke [Winkler, 66, p. 5]) und von Lignitlagen (obersarmatischer Kohlenhorizont von Feldbach [Stiny 188] zeigen die fortschreitende Verlandung des Beckens an.

Das Maximum der Regression.

Die langandauernde negative Tendenz in der Verschiebung des Wasserspiegels erreichte, wie ich in Übereinstimmung mit den Ausführungen von Eduard Sueß und R. Hoernes betonen möchte, an der Wende von Miozän und Pliozän, in jener Phase, die Hörnes (54, p. 57, 55), als Zwischenepoche zwischen Sarmatikum und Pontikum gedeutet und mit der mäotischen Stufe Südrußlands verglichen hat, ihren Höhepunkt.

Die Anzeichen einer besonderen Tiefenlage der Erosionsbasis am Alpensaume sind vielfältig.

Am Südalpensaume bildet der Komplex der obermiozänen Landbildungen[1] die Zwischenschaltung zwischen den marinen Ablagerungen des Tortoniens und den transgredierenden Meeresablagerungen der Piacenzastufe. Der weitgehende Rückzug des Meeres kommt in der ausgedehnten Verbreitung von Landschuttkegeln am Südalpenfuße zum Ausdruck.

In den »Savefalten« bedeutet die Grenze zwischen Sarmatikum und Pontikum (= Miozän—Pliozängrenze i. A.) einen Rückzug der stehenden Gewässer, Trockenlegung der Hauptteile und Erweiterung des Dislokationsbereiches (Faltungen!), welch letztere sich stellenweise in einer ausgesprochenen Diskordanz zwischen den aufgerichteten sarmatischen Ablagerungen und den transgredierenden pontischen Bildungen äußern (Teller, 30, p. 119, Gorjanović-Kramberger, 62, p. 22).

Am Nordostrande der steirischen Tertiärbucht konnte ich eine deutliche Erosionslücke zwischen Sarmatikum und Pontikum erweisen (33, p. 601). Im Innern des steirischen Beckens deutet ein von mir in weiter Verbreitung festgestellter Flußschotterhorizont im tiefsten Teil des Pontikums (66, p. 78), dem auch der Dinotheriumschotter von Ober-Tiefenbach angehört, die zeitweise nahezu völlige Trockenlegung der ganzen Bucht an. Die Kulmination des Tiefstandes

---

[1] Dieser fluviatale Komplex des »Messeniano« wird neuerdings von den italienischen Geologen dem »Pontikum« parallelisiert, unter der Voraussetzung, daß letzteres dem Obermiozän zuzurechnen wäre. (Vgl. Stefanini 9, p. 566—574, der übrigens die hypothetische Grundlage dieser Parallelisierung betont.) Aus verschiedenen Gründen glaube ich aber schließen zu können, daß hier eine Vertretung des (oberen?) Sarmatikums (und vielleicht noch des tieferen Teiles der pontischen Stufe), die ich mit einer großen Anzahl von Forschern dem Unterpliozän zuzähle, vorliegt. Die »pontischen« Konglomerate werden anderseits (nach Stefanini 9, p. 568) mit der oberen Süßwassermolasse parallelisiert, die als Äquivalent des Sarmats gilt. Mir scheint die Konglomeratfolge die Zeitlücke auszufüllen, die der maximalen Regression entsprechend das Obersarmat und vielleicht das Unterpontikum bis zum Vordringen der Transgression des Piacentin (= Transgression des mittleren Pontikums) entspricht. Die große Mächtigkeit der Konglomerate in Friaul spricht nicht dagegen; denn so grobklastische Schottermassen häufen sich sehr rasch auf. *M. cf. arvernensis*, welches Stefanini aus den »pontischen« Konglomeraten anführt, ist nicht beweiskräftig, da es sich vermutlich um die stratigraphisch wertlose Zwischenform *M. longirostris-arvernensis* handeln dürfte. Vgl. hiezu G. Schlesinger, 56, p. 158. Zudem ist *Mast. arvernensis* aus echten pontischen Ablagerungen nicht bekannt, sondern kennzeichnet erst das »Levantin«.

scheint demnach bereits in den tiefsten Teil der pontischen Stufe hineinzufallen. Im Ödenburger Becken (am Verbindungsstück zwischen dem Wiener und steirischen Becken) hat R. Hoernes (54, p. 57, 55) klassische Belege für die vorpontische Erosion beigebracht, nachdem schon E. Sueß auf einige Anzeichen niederen Wasserstandes an der Miozän-Pliozängrenze hingewiesen hatte.

Aus dem Wiener Becken liegen weitere Belege vor. St. Richarz hat Erosionsdiskordanzen zwischen Sarmatikum und Pontikum vom Eichkogel bei Mödling festgestellt (76, p. 58). M. Vacek hatte schon viele Jahre vorher die Existenz einer Trockenlegung des östlichen Kalkalpenrandes in ebenderselben Phase betont (Säugetiereschicht bei Mödling!) und die Bedeutung dieser Erscheinung gewürdigt (77, p. 186). Vor allem hat aber H. Hassinger auf die Verbreitung altpontischer Land- und Deltaschotterbildungen im Wiener Becken (vorpontische Erosionstäler erfüllt mit pontischen Landschutt- und Deltabildungen, speziell im Triestinggebiete!) hingewiesen. Der Transgression der pontischen Stufe ging nach Hassinger (51, p. 198—199) eine tiefgreifende Zerteilung des Randgebirges voran. Ich vermute, daß auch die Ausräumung der großen alten Donaufurche, die im außeralpinen Wiener Becken nordostwärts gegen Nikolsburg gerichtet war und im Verlaufe der pontischen Zeit mit großen Flußschottermassen zum Teil alpiner Herkunft (vgl. H. Vetters, 57, p. 71) zugeschüttet wurde, derselben vor(alt)pontischen Erosionsphase zuzuzählen ist.[1] Während die steirische Bucht zeitweise in dieser Phase weitgehend trockengelegt wurde, verblieb der Grund des inneralpinen Wiener Beckens aber auch jetzt wasserbedeckt.

In den Schweizer Alpen und den Molassengebieten der westlichen Nordalpen (Ostalpen) bedeutet die Miozän-Pliozängrenze bekanntlich das Ende der geschlossenen Akkumulation, den Eintritt namhafter Gebirgsstörungen im bisherigen Sedimentationsraum und Abtragungsvorgänge. In der Rhonebucht ist der Tiefstand der stehenden Gewässer in besonders klarer Weise erkennbar. (Kongerienschichten von Bollène unter marinem Pliozän.)

Diese Angaben zeigen, daß die Regression der die Ostalpen umsäumenden stehenden Gewässer, die im Obermiozän schon deutlich ausgeprägt war und an der Wende zum Pliozän (im untersten Pontikum) ihren Höhepunkt erreicht hat, augenscheinlich ein Phänomen allgemeinerer Bedeutung darstellt, das kaum durch lokale tektonische Vorgänge erklärt werden kann.

4. Die Transgression des Unterpliozäns.

In größeren Teilen der Ostalpenumrahmung läßt sich mit Beginn des Pliozäns der Eintritt einer Überflutung des Gebirgsfußes

---

[1] H. Hassinger hält das Donaudelta des außeralpinen Wiener Beckens für etwas jünger (jungpontisch) als das Triestingdelta, wogegen, wie ich an anderer Stelle zeigen werde, einige Gründe ins Treffen geführt werden können.

feststellen, die vielfach in einer über die Grenzen der vorangehenden Sedimente hinausreichenden Schichtumgürtung zum Ausdruck kommt.

Am Südsaum der Ostalpen sind die marinen Ablagerungen der Piacenzastufe (= Unterpliozän) in transgredierender Lagerung lokal festgestellt worden. (Eindringen bis Salò am Gardasee, hier auf Oberkreide übergreifend und bei Cornuda am Piave konkordant über obermiozänen Landbildungen, Dal Piaz, 60, Taramelli, 61, Stefanini, 9, p. 574 und 604.)

Die italienischen Forscher (Stefanini, 9, p. 578) nehmen eine schnelle Überflutung des Gebirgsrandes durch ein rasch an Tiefe zunehmendes Meer (von bathyalem Charakter) an.[1] Die Spärlichkeit der marinen Pliozänreste am östlichen Südalpensaume erklärt sich wohl durch die bedeutende, hier noch in jugendlicher Zeit auftretende Aufbiegung des Gebirgsrandes, durch dessen Abtragung und durch die tiefe Absenkung der vorgelagerten Zone, wodurch auch die einstigen Strandbildungen des Pliozänmeeres entfernt, beziehungsweise tief unter den jüngeren Schuttbildungen versenkt wurden.[2]

Am Ostrande der Alpen läßt sich als Parallele zu der marinen Überflutung des Südalpenfußes eine limnische Transgression feststellen.

In den Savefalten transgrediert nach Teller (30, p. 119) die pontische Stufe bei Pöltschach an dem noch die sarmatische Stufe

---

[1] Nach G. Gignoux (58) ist die Transgression des Unterpliozäns eine im ganzen Mittelmeergebiete verfolgbare Erscheinung: Die Piacenzastufe sei in weiter Ausdehnung durch das Auftreten toniger Sedimente gekennzeichnet.

[2] Ferner stellt das Eindringen des Pliozänmeeres in ein vorher geschaffenes Talrelief am Südfuße der Westalpen, ebenso wie die Transgression des Piacenzameeres (Unterpliozän) in der Rhonebucht eine prächtige Illustration der Allgemeinheit der altpliozänen Überflutung dar. Bezüglich des Alters der am Schweizerrande ingredierenden pliozänen Meeresbildungen sei bemerkt, daß diese zwar von mancher Seite dem Mittelpliozän (Astistufe) [Heim, 45, II. Band, p. 841] zugezählt werden, daß aber italienische Forscher entschieden für ein altpliozänes Alter der Haupttransgression eintreten.

So schreibt Stefanini (9, p. 577): »Del resto, poichè esistono, lungo tutta la zona pedemontana subalpina, lembi di marne azzurre marine, concordamente attribuite al Piacenziano, ...« ecc.

G. Gignoux, der sich am eingehendsten neuerdings mit der Pliozängliederung der Mediterrangebiete befaßt hat, ist der Meinung, daß in der Piemontzone (am Südalpenfuße) die sandige Facies im Pliozän im allgemeinen vorherrsche (gegenüber der sonst im Altpliozän dominierenden Mergelentwicklung) und zum Teil schon in der Piacenzastufe (Plaisancien) beginne, während diese anderwärts (Apennin etc.) erst in der oberpliozänen, kalabrischen Stufe herrschend werde. Piacenza-Astistufe wurden übrigens häufig nur als facielle Vertretungen angesehen. Die Sache dürfte so liegen, daß im Unterpliozän die tonig-mergelige Schichtenentwicklung (Piacenzatone), in dem Mittelpliozän die sandige (Asti-)Facies vorherrscht, wobei aber auch eine gegenseitige Vertretung beider, besonders der ersteren durch die letztere im Altpliozän stattfindet. (Gignoux 58, p. 38—39.)

umfassenden Faltenbau,[1] ebenso weiter östlich (Ravna g.) nach Gorjanović-Kramberger (62, p. 22).

Die steirische Bucht wird bis zu großen Höhen mit limnisch-fluviatalen Sedimenten pontischen Alters zugeschüttet (Winkler, 66, p. 33 und Aigner, 65, p. 298—302; Hilber, 63, p. 346—347, 64, p. 403). Die pontischen Seebildungen greifen hier gegenüber der obersarmatischen Strandablagerungen bedeutend aus, wie sich speziell im Raume von Weiz-Hartberg—Friedberg und im südlichen Burgenlande deutlich erkennen läßt; ihre Brandungsterrassen liegen auch im Innern des Becken (an dem Gleichenberger Trachytmassiv (Winkler, 66, p. 11), etwa 150 *m* über jenen der sarmatischen Zeit. Winkler und A. Aigner haben in eindringlicher Weise auf die große Bedeutung der pontischen Verschüttung der steirischen Bucht hingewiesen.

Im Wiener Becken haben Hoernes (55, p. 818—820), Schaffer (50, p. 387) und H. Hassinger (51, p. 198, 19, p. 190—192) und andere das Vorhandensein der pontischen Transgression klargelegt. Verschüttung alter Talrinnen, über dem sarmatischen Brandungsniveau gelegene Terrassen und Verebnungen, vorherrschend feinkörnige Tegelsedimentation und anderes deuten das Steigen der Strandlinie an. Daß auch die große Zuschüttung des altpliozänen Donaulaufs (in das Nikolsburger Becken) im Bereiche des außeralpinen Wiener Beckens meiner Ansicht nach demselben Erscheinungskomplexe zuzuzählen ist, wurde bereits früher betont.

Schon im Jahre 1880 hatte E. Sueß im Antlitz der Erde (III., 1, p. 384) geschrieben, daß »das negative Maximum eigentlich in die Periode der Erosion der vorpontischen Täler falle.«

Es ist für das hier zu behandelnde Thema von einschneidender Bedeutung, ob sich im großen und ganzen eine zeitliche Äquivalenz zwischen der Piacenzastufe am Südalpensaume und der pontischen Stufe am Ostabfalle der Alpen feststellen läßt. Diese Frage berührt sich eng mit jener, ob in der pontischen Stufe die Vertretung des Unterpliozäns oder des Obermiozäns zu sehen ist.

Ich bin zur Meinung gekommen, daß die pontische Stufe auch das limnische Äquivalent der Piacenzastufe des marinen Altpliozäns umfaßt, wenngleich ihr zeitlicher Umfang ein größerer sein dürfte.

Als Begründung dient mir nachstehendes:

1. Die überwiegende Meinung österreichischer Forscher, welche das Pontikum dem Pliozän zuzählen (Geologen der österr. Geol. Reichsanstalt, in deren Kartenwerken das Pontikum dem Unterpliozän zugezählt wird, ferner F. X. Schaffer [50, p. . .], Th. Fuchs [67, p. . .], H. Hassinger [in seinen neuesten Publikationen, 19, p. 186],

---

[1] Nach Tellers Karte (46) zeigt sich im Lichtenwalder Becken stellenweises Übergreifen des Kongerientegels auf das karbone Grundgebirge.

Heritsch (78, p. 102) vermerkt in der Landstraßer Bucht Lagerung pontischer Schichten unmittelbar über Mediterran. Ähnliches ist aus dem »Murwinkel« (zwischen Drau und Mur) bekannt (176).

G. Schlesinger [56, p. 152], F. Kossmat [3, p. 53], F. Teller [30, p. 117], L. v. Loczy [68, p. 673] usw.). Die Fauna von Pikermi, welche der 2. Säugetierfauna des Wiener Beckens gleichgestellt wird (= pontische Fauna), ist zudem in das Altpliozän zu stellen. (Vgl. auch die Bemerkungen von Loczy loc. cit.)

2. Die Tatsache, daß das obere Miozän am Ostalpenfuß ohnedies durch ein entsprechendes Äquivalent (sarmatische Schichten von durchschnittlich über 300 *m* Mächtigkeit) vertreten ist, und die sehr mächtigen, vielfach selbständig verbreiteten pontischen Sedimente daher kaum als Anhängsel (etwa dem höchsten Miozän zugehörig) betrachtet werden können.

3. Daß vielmehr die pontischen Bildungen, die stellenweise in Mächtigkeiten bis zu 800 *m* (in vorwiegend feinkörniger Ausbildung, als Kongerientegel) angetroffen wurden (W. Petrascheck, 99, p. 169), die im Wiener Becken etwa 800—900 *m*[1] und in der steirischen Bucht bis etwa 500 *m* Mächtigkeit[2] besessen haben müssen, einem Zeitraum von sehr langer Dauer entsprechen,[3]

---

[1] Schaffer (49, p. 113) spricht von 500 *m* mächtigen Kongerientegeln und Sanden. Neuere Bohrungen, von W. Petrascheck mitgeteilt (72, p. 3), ergeben im Zusammenhalt mit des letzteren Forschers Beobachtungen, daß die Kongerientegel mindestens 400 *m* stark (in dieser Tiefe noch nicht durchteuft), wahrscheinlich mächtiger sind und noch von zirka 300 *m* mächtigen Tegelsanden überlagert werden. Auch deren einstige Ablagerungsmächtigkeit war eine größere, da sie bereits abgetragen erscheinen. Für »Kongerientegel« und »Tegelsande« zusammen dürfte eine Mächtigkeit von 800 bis 900 *m* ohne weiteres annehmbar sein.

Das Alter der sogenannten Paludinen Tegelsande ist strittig. Schaffer rechnet sie dem Pontikum zu, auch Hassinger neigt dieser Auffassung zu (51, p. 24). Loczy sagt (68, p. 511): »Es ist zweifellos, daß in Niederösterreich die oberen, Kongerien führenden Schichten der Balatongegend, nicht aber die Ablagerungen der levantinischen Stufe« unter den jungpliozänen Schottern liegen. Auf Grund einer Fauna, die ihm übermittelt wurde, stellte er fest, daß der größere Teil der bestimmten Süßwasserformen in der pontischen Fauna des Balaton bekannt sei.

Jedenfalls ist es sehr auffällig, daß die »oberen Kongerienschichten« des Wiener Beckens (mit *C. subglobosa*) nach den eingehenden Gliederungen ungarischer Geologen (Halaváts, 73, p. 79, Lörenthy, 74) etwa dem oberen Horizont des pannonischen Unterpontikums gleichgestellt werden, die mittleren-oberen Kongerienschichten Westungarns dagegen im Wiener Becken in der entsprechenden Kongerienfacies noch nicht nachgewiesen werden konnten. Es liegt daher sehr nahe, die (Moosbrunner) »Paludinen Tegelsande« als rein limnische Facies des höheren Pontikums des pannonischen Beckens aufzufassen, was durch Loczys Angaben noch wahrscheinlicher wird.

Durch W. Petrascheck ist nun eine den pontischen Bildungen des Wiener Beckens gegenüber selbständige Verbreitung der Tegelsande festgestellt worden (72, p. 1—2.). Dies scheint mir zwar durchaus zugunsten einer schärferen Abtrennung dieser Komplexe von den tieferen Kongerientegeln, nicht aber notwendigerweise für eine zeitliche Gleichstellung mit dem Levantin (Petrascheck, 72, p. 2) zu sprechen. Auch die Süßwasserfauna wird bei den geringen in Betracht kommenden Altersunterschieden (Oberpontisch oder Levantin) und den faciellen Differenzierungsmöglichkeiten kaum ausreichend die Frage entscheiden; erst Säugetierfunde können hier Klarheit bringen.

[2] Bei unvollständiger Entwicklung der Profile (Lücken!).

[3] Auch das morphologische Alpenbild läßt erkennen, daß innerhalb der pontischen Zeit sehr bedeutende Umgestaltungen des Gebirgsantlitzes erfolgt sind, die eine sehr lange Dauer für diesen Zeitraum zur Voraussetzung haben.

dessen Hinzufügung zum Miozän, den Umfang dieser Formation über alle Gebühr vergrößern würde, jenen des Pliozäns aber zu einem ganz und gar untergeordneten Zeitabschnitt herabdrücken würde.[1] Auch am Uskokengebirge ist die Mächtigkeit der Kongerientegel 800 *m* (Tornquist, 71, p. 25).

4. Die Existenz einer wichtigen alpinen Störungsphase, die am Ende des Miocäns (nach Ablagerung der Süßwassermolasse des Nord- und Südalpenrandes) einsetzte und die augenscheinlich mit jenen Bewegungen zu identifizieren ist, die die Teile des Ostalpensaumes an der Wende von Sarmatisch und Pontisch eingesetzt haben (Faltungen in dem Savegebiet, starke Störungen im südlichen Teil der steirischen Bucht).

5. Vor allem ein direkter, exakter Beweis, der sich aus den neueren Ergebnissen morphologischer Forschung ergibt, worauf später noch eingehender hingewiesen werden soll. Hier sei nur soviel vermerkt, daß am Südsaume der Alpen ein System besonders ausgeprägter und einheitlicher Abtragsflächen verfolgt werden kann, deren altpliozänes Alter besonders durch Stefanini (9, p. 606 und 608) sichergestellt erscheint, eine Deutung, die zweifelsohne unter den obwaltenden Umständen als die einzig richtige gelten kann. Die nach ihrem Erhaltungszustande und Ausbildungsart zusammengehörigen Oberflächengebilde lassen sich nun im geschlossenen Zusammenhange bis in den Südteil der Savefalten (Gegend von Steinbrück) verfolgen und breiten sich am Nordrand der letzteren (in den Steiner Alpen und ihrer östlichen Fortsetzung) weit aus. Sie schließen hier an jenes bei gleicher Gesteinsart in analogem Erhaltungszustande und durchschnittlich in ähnlicher Höhenlage[2] befindliche Flächensystem an, das dem Ostalpenrand eigen ist. Sein pontisches Alter ist sichergestellt. F. Kossmat hat die Einheitlichkeit der vom Südalpen- zum Ostalpensaum hinziehenden Verebnungen und ihr pontisches Alter erwiesen (3, p. 52), G. Stefanini das unterpliozäne Alter der zugehörigen Abtragsflächen des Südalpenrandes (9, p. 606, und Tab. 608) festgestellt.[3] Daraus kann ich nur den Schluß ableiten, daß die Phase maximaler Ausbreitung des pontischen Sees ein zeitliches Äquivalent der unterpliozänen Piacenza-Transgression darstellt.

In diesem Falle, in dem paläontologische Reste eine Entscheidung bisher nicht ermöglicht haben, muß der morphologische

---

[1] Aber auch nach Abtrennung der pontischen Stufe dürfte das Miozän das Pliozän an zeitlicher Dauer nicht wenig übertreffen.

[2] Bei im einzelnen hervortretenden beträchtlichen, durch tektonische Störungen bedingten Niveau unterschieden (siehe später).

[3] Die Zeit des (älteren) Pliozäns als einer Phase weitgehender Lateralerosion (Entstehung von Abtragsflächen) tritt auf Grund neuerer Ergebnisse immer mehr in den Vordergrund. Hassinger verlegt jetzt die mährischen »Abrasionsebenen« in das ältere Pliozän (Pontikum), 19, p. 180), Salomon versetzt die Ausbildung der süddeutschen Hauptabtragsflächen ins Pliozän (75) und schließlich sind die Rumpfebenen des (nördlichen) dinarischen Gebirges nach Kossmat (3, p. 51) ebenfalls in demselben Zeitraum entstanden.

Befund als Kriterium herangezogen werden. Ich halte es aber durchaus für möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß der Umfang der pontischen Stufe nach unten und besonders nach oben hin ein beträchtlich größerer als jener des Plaisancien (Piacenzastufe) ist, indem eben in der pontischen Facies nicht nur die Bildungen der altpliozänen Transgression, sondern auch noch jene der vorangehenden (vorpontischen) und nachfolgenden (Asti-)Regression vertreten wären. In Osteuropa erfolgte eben dem großen Rückzug der Meere im obersten Miozän nur eine limnische Transgression nach, deren Gebilde sich von jener der vorherigen Regression nicht so deutlich abheben, wie im Mediterranbecken.

Die große Mächtigkeit des Pontischen steht damit im Einklang.[1]

Ich glaube daher mit großer Wahrscheinlichkeit zum Schlusse berechtigt zu sein, daß der Eintritt des Altpliozäns in der Alpenumrandung eine Hebung des marinen und limnischen Spiegelniveaus bedeutet hat.

Mit der Annahme dieser Transgression harmoniert das Vorherrschen feinkörniger (tonig-mergeliger) Sedimente (Kongerientegel, Piacenzatone), wie denn auch nach Gignoux das Unterpliozän im ganzen Mediterranbecken in tonigen Sedimentfacies entwickelt ist (18, 58, p. 29).

Daß sich der Einfluß der marinen Überflutung auch in der vom Mediterranbecken losgelösten pontisch-pannonischen Senkung in Form einer limnischen Transgression geltend gemacht hat, ist ohne weiteres einzusehen, wenn man die räumliche Nachbarschaft

[1] Hier sei noch eine kurze Bemerkung hinzugefügt, die Parallele der jungen Bildungen des Wiener und des Rhonebeckens betreffend. Die Kongerienschichten von Bollène (und die Schichten mit der altpliozänen Fauna von Montpellier) würden dem übrigens auch auf der ganzen Apenninischen Halbinsel usw. erkennbaren Tiefstand des Meeres entsprechen, wie er im Wiener und steirischen Becken in den sarmatisch-pontischen Grenzschichten (= mäotische Stufe R. Hoernes = präpontische Mergel Kroatiens) und im unteren Pontikum zum Ausdruck kommt. Die darüberfolgende marine Transgression des Rhonegebietes (Sch. mit *Nassa semistriata* und *Ostrea Barriensis*), die den unteren Plaisancien zugezählt werden, würde dem Höchststande des pontischen Sees entsprechen. Die mittleren pontischen Schichten der Steiermark, die hochgelegenen Brandungsterassen des Wiener Beckens und ihre stratigraphischen Äquivalente (Horizont der *Cong. Partschi* und der *Cong. subglobosa* in Form mächtiger Kongerientegel und Sande) gehören vermutlich dieser Phase an. Das obere Plaisancien der Rhonebucht (eisenschüssige Sande und sandige Mergel mit *Potamides Basteroti*) könnte als Äquivalent der oberpontischen Schichten Ungarns und des Wiener Beckens (Moosbrunner Schichten?) angesprochen werden. Dies um so eher, als erst die darüberfolgenden gelben fluviatilen Sande des Rhonegebietes (79, p. 1645) *Mast. arvernensis* enthalten, die dem Mittelpliozän angehören und den levantischen Schichten Kroatiens und Ungarns (und eventuell dem Laaerbergschotter des Wiener Beckens) zu parallelisieren wären.

Bei dieser Parallelisierung ist der Ablauf der Strandverschiebungen am Ost- und Westfuße der Alpen der gleiche, die Fauna in Übereinstimmung und bezüglich der miteinander verglichenen Schichtmächtigkeiten eine grobe Unwahrscheinlichkeit vermieden.

beider in Betracht zieht.[1] Denn es erscheint unmöglich, daß sich im Mediterran- und im pontisch-pannonischen Becken bei ihren engen Beziehungen — marine Fischfauma im pontischen Becken, die auf ein durch Flußstrecken vermittelte Verbindung mit dem Mediterranbecken hinweist (80, p. 227) — durch einen so langen Zeitraum, wie ihn die pontische Stufe darstellt, voneinander ganz unabhängige Spiegelhöhen hätten erhalten können.

5. Regression im höheren Pliozän.

Das höhere (mittlere und obere) Pliozän bedeutet in der ganzen Umrandung der Alpen eine Tieferlegung des Spiegels der stehenden Gewässer (Senkung der Erosionsbasis), welcher Vorgang vermutlich bis in das Quartär hinein fortgedauert hat (Klebelsberg, 81, p. 65). Nach Gignoux wird im gesamten Mittelmeerbecken an Stelle der Tonfazies der Piacenzastufe die häufig sandige Entwicklung der Asti- und kalabrischen Stufe herrschend. Nach Hassinger ist bereits das höhere Pontikum regressiv (Brandungsterrassen!).

Am Südsaume der Ostalpen taucht die Astistufe in Venetien nur an einem einzigen Punkt aus der quartären Bedeckung hervor (bei Castenedolo bei Brescia), unter Umständen, welche nach Stefanini (9, p. 579) auf eine Regression des Meeres gegenüber dem Altpliozän zu beziehen sind. Das obere Pliozän, dessen Abtrennung vom ältesten Quartär nicht hinreichend gesichert erscheint, ist hier vollends nur mehr durch sehr ausgedehnte und noch beträchtlich gestörte fluviatale Konglomeratbildungen vertreten (Montellokonglomerate [Stefanini, 9]).

Wenn auch manche Forscher diese Konglomeratmassen bereits dem Quartär zuzählen (Schwinner [12, p. 57—60]; Stefanini [9, p. 57—60] läßt die Frage offen!), während andere für ein pliozänes Alter eintreten (E. Brückner 85, Sacco, 86), wieder andere sie an die Grenze von Pliozän und Quartär verlegen (Stella 87, Toniolo 88), so kann ich mich derzeit wenigstens nicht entschließen, der ersteren Anschauung ganz allgemein zu folgen. Denn sie enthalten *El. meridionalis* (Rossi 91). Dann sind am gesamten Ostalpensaum und auch am Nordalpensaum im Donaugebiet jungpliozäne Schotterdecken in geradezu gewaltiger Ausdehnung festgestellt und durch Fossilfunde als mittel- oder oberpliozän erhärtet worden. (Laaerberg- = Mittelpliozän-, Höbersdorfer und Arsenalterrassenfelder [Oberpliozän des Wiener Beckens!], Hassinger H., 19, p. 182, 51, p. 26, Schaffer F.X., 187, p. 117, Schlesinger G., 89, 93, p. 728, 94, p. 97.) Ihre in der steirischen Bucht bisher kaum geahnte, bedeutende Verbreitung, in Westungarn (Burgenland) aber bereits früh erkannte Ausbreitung (92, 68, p. 518) ist nunmehr auch in ersterem

---

[1] Die Entfernung zwischen dem Nordende der altpliozänen Adria und von dem Südwestende des Pontischen Sees kann etwa auf 150 *km* geschätzt werden. Pontische (altpliozäne) Abtragsflächen führen über die alte adriatisch-pannonische Wasserscheide hinüber (F. Kossmat 3, p. 50—52) und zeigen überdies an, daß sich ein eingeebnetes Hügelgelände ohne große Gefällsbrüche zwischen Adria und Pontischem See einschob. Auch war die Dauer des Pontischen Sees (etwa 800 *m*! feinkörniger Sedimente) viel zu lange, als daß sich sein Spiegel hätte dauernd hoch über jenem des benachbarten Mediterranbeckens erhalten können.

Gebiete durch eigene publizierte und teilweise unpublizierte Ergebnisse[1] sichergestellt. Auch in den Savefalten sind sie vorhanden (Teller 28, p. 119—131, 46, Tornquist 71, p. 76). Sollte diese pliozäne Schuttverkleidung dem Südalpensaume vollständig fehlen? Am Ostalpensaume läßt sich feststellen, daß von der seit dem Ende des Pontikums eingetretenen Abtragung ein sehr beträchtlich größerer Anteil dem Pliozän, ein nur geringerer dem Quartär zufällt. (Vgl. z. B. die Profile bei Winkler 66, p. 12, und Hassinger 51) Ähnliches dürfte auch für die Südalpen Geltung haben. Als Korrelat zu der gewaltigen, jungpliozänen Ausräumung werden dann auch hier mächtige Aufschüttungen am Außensaum zu erwarten sein.[2] Die Lösung dieser Frage hängt zum Teil allerdings auch mit dem mehr nomenklatorischen Problem zusammen, ob nämlich das sogenannte Oberpliozän (mit *El. meridionalis* etc.) noch zum Pliozän oder mit Haug (25 *b*, p. 1772) schon zum Quartär zu rechnen ist.

Ich verzichte darauf, eine Identifizierung der am Ostalpenrande und am Südalpensaume erkennbaren Teilphasen des jüngeren Pliozäns durchzuführen, die auf Grund der gegenwärtigen Kenntnisse doch nur eine schematische sein könnte.

Am Ostalpensaume ist ihre Gliederung schon weit vorgeschritten, indem in dem Höchststande des Pontischen Sees nach Hassinger die jungpontischen Rückzugsphasen (Hassingers zehn Niveaus), die levantinischen Terrassen (Hassinger 19, p. 174) und die Laaerbergschotterdecke alt-mittelpliozänen Alters, sodann die Höbersdorfer und Arsenalschotter, letztere oberpliozänen Alters (93, p. 724, 94, p. 97), folgen. In Oststeiermark habe ich sieben teils durch Schotterdecken, teils durch Erosionskerben vertretene Niveaus, die dem jüngeren Pliozän zugezählt werden können, festgestellt. Die Frage, ob die Astistufe des Südalpenrandes etwa dem Levantin des pannonischen Beckens, was wahrscheinlich ist, die Villafranca-Konglomerate[3] aber dem Laaerberg-Arsenalschotter ganz oder teilweise zu parallelisieren wären, lasse ich offen.

Der Rückzug des Meeres, beziehungsweise des Sees scheint aber schon im oberen Teil des Altpliozäns, beziehungsweise des Pontikums begonnen zu haben, wie die brackischen Schichten mit *Potamides Basteroti* über dem marinen Unter-Plaisancien in der Rhonebucht, das Auftreten rein limnischer, vielleicht oberpontischer Paludinentegelsande im Wiener Becken und die hier von Hassinger (51) detailliert festgestellten, jungpontischen Rückzugsterrassen erweisen. Analog liegen die Verhältnisse in der steirischen Bucht.

Sowohl in dem von mir in bezug auf seine Glazialgeschichte sehr genau studierten, in jugendlicher Zeit sehr stark zerschnittenen Isonzo- (96, p. 83), als auch in dem von O. Ampferer neu

---

[1] Eine gute Übersicht über ihre Verbreitung in der steirischen Bucht und in anschließenden Teilen des Burgenlandes und Westungarns wird die von der Geologischen Bundesanstalt herausgegebene Übersichtskarte Österreichs gewähren, in dem betreffenden Teil von mir und Dr. Vetters bearbeitet, deren Erscheinen in Bälde zu gewärtigen ist.

[2] Ich glaube, daß R. Schwinner in seiner sehr interessanten und inhaltsreichen Studie »Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes« (12), deren Auffassung ich im übrigen in vielen Belangen teile, dem Quartär (Terrassensystemen und auch Ablagerungen) einen zu weiten Umfang gegeben hat. Ein Vergleich der sonst in den Ostalpen festgestellten Erosionsleistungen (auch in den Südalpen) mit den von Schwinner vorausgesetzten läßt dies deutlich erkennen.

[3] Faunistisch als Äquivalent der marinen, kalabrischen Stufe erwiesen (Gignoux, 58, p. 38).

bearbeiteten Savegebiete liegt die Sohle der Aufschüttung altquartärer, stark verfestigter Konglomeratmassen, die Ampferer (»Saveterrassen«, 97, p. 432) als präglazial deuten möchte, die Teller (29, p. 112) sogar als pliozän aufgefaßt hat, teils unter der heutigen Talsohle, teils nahe derselben oder doch kaum 100 *m* über derselben. Ich selbst halte diese Ablagerungen für interglazial auf Grund ihrer Lagerung über tiefverwitterter Altmoräne im Flitscher Becken (A. Winkler, 95).

Dasselbe gilt für das Tagliamentogebiet, das sich dem an jugendlicher Schroffheit seiner Formen von Schwinner studierten Brentaraum anreiht. Auch am Tagliamento liegt die Sohle der altquartären, von Gortani (97, p. 388—394) neuerdings sogar als miozän oder pliozän angesprochenen, stark verfestigten Konglomeratmassen unweit über dem heutigen Talboden. Schon im Altquartär war daher Tagliamento-, Isonzo- und Savetal sehr tief, ganz oder doch bis in die Nähe der heutigen Talsohle ausgearbeitet. —

Ich halte es für sehr wichtig hervorzuheben, daß sich die Anzeichen eines im jüngeren Pliozän erfolgten Tiefeneinschneidens der Flüsse vielfach auch in Räumen erkennen lassen, die, wie die kleine ungarische Tiefebene und das inneralpine Wiener Becken, als Senkungsfelder zu bezeichnen sind. Denn auch hier liegen sowohl die pontische Aufschüttungsfläche, als auch die jungpliozänen Terrassenfelder mehr oder minder hoch über den quartären und rezenten Talböden.[1]

Die tektonische Senkung, deren Fortdauer auch noch für sehr jugendliche Zeiten erwiesen ist (Hassinger, 19, p. 171, Petrascheck, 72, p. 1, 99, p. 169, L. v. Loczy, 68, p. 510, Winkler, 66, p. 34, 175), wurde hier eben von der Absenkung der Erosionsbasis (negative Bewegung des Meeresspiegels) überholt. Die Tieferlegung der Erosionsbasis ist eine den verschiedenen Zonen der Alpen gemeinsame, nur im einzelnen von den tektonischen Bewegungen modifizierte Erscheinung.

6. Die quartären Spiegelschwankungen.

Ich vermeide es hier auf die so vielfach kontroverse Frage der Diluvialgeschichte der Ostalpen näher einzugehen. Das geologische Bild der Quartärzeit wird voraussichtlich außer dem auch jetzt wohl noch fortwirkenden Effekt allgemeiner Spiegelschwankungen von den sekundären Oszillationen des Meeresniveaus beherrscht, die sich aus der Bindung großer Wassermassen in Form von Eis in den Glazialzeiten und ihrem Freiwerden in den Interglazialzeiten ergeben.

Dazu kommt vielleicht noch die spezielle, rasch wirksame, tektonisch-isostatische Beeinflussung des Alpenkörpers durch Eis-

---

[1] Dies gilt aber nicht für den Südalpensaum, wo die pliozänen Aufschüttungen unter das Quartär hinabtauchen. Hier handelt es sich um ein Gebiet besonders starker und rascher Senkung (vgl. 98, p. 33, 12, p. 57).

belastung und Entlastung, wie sie ja für Skandinavien und Kanada schon seit langem angenommen und nun von Penck auch für die Alpen vorausgesetzt wird (100, p. 306), eine Auffassung, mit welcher eigene, schon seit mehreren Jahren gehegte Vermutungen in Einklang stehen (siehe 95). Dies alles und die aus den klimatischen Vorgängen und dem Glazialvorgang selbst resultierende Beeinflussung der Flußsysteme haben naturgemäß ein derart verwickeltes und wechselndes Bild geschaffen, zu dessen näherer Auflösung noch viel Arbeit erforderlich sein wird. Hier, wo es sich nur um die groben Züge der Entwicklung handelt, kann füglich die Quartärgeschichte außer acht bleiben.

7. Zusammenfassung über den Ablauf jungtertiärer Spiegelschwankungen.

Die Entwicklungsgeschichte des Ostalpenrandes zeigt seit dem Beginn der Jungtertiärzeit zweimal ein ausgesprochenes Ansteigen des Wasserspiegels der umrandenden Meere oder Seen; eine weiter verbreitete, aber scheinbar doch untergeordnete Schwankung schaltet sich noch dazwischen ein.[1]

Die erste (miozäne) Überflutung erreicht in einem höheren Abschnitt des Altmiozäns[2] (= Schlierniveau, oberes Langhien der italienischen Geologen, älteres Helvetien nach Haug und Winkler, 33, Tabelle) ihren Höhepunkt; die zweite Transgression kulminiert im Altpliozän (= Piazenzastufe = maximale Ausbreitung der pontischen Stufe). Dazwischen liegt ein sekundäres, aber deutliches Ansteigen der Gewässer in der zweiten Mediterranstufe, in einer Phase, in welche F. E. Sueß sogar die Haupttransgression des Miozäns verlegen möchte (17, p. 381).

Eine besondere Tiefenlage der Erosionsbasis (Regression!) ist an der Basis des Pliozäns in der Phase der »vorpontischen Erosion« (mäotische Schichten, prä(unter)pontische Mergel Kroatiens,[3] basalpontische Schichten der steirischen Bucht usw.) erkennbar.

Die Zeit nach dem Höhepunkt der unterpliozänen Transgression entspricht einer abermaligen noch ausgesprocheneren, bis an oder in das Quartär fortdauernden negativen Verschiebung der Strandlinien, von sekundären Oszillationen unterbrochen, die eine verbreitete Tiefennagung der Flußsysteme zur Folge hatte.

Die Erscheinungen sind zu einheitlich und in tektonisch sehr verschieden gebauten Zonen der Alpen in zu ähnlicher

---

[1] Eine in manchen Punkten etwas abweichende Auffassung über die Gliederung des Neogens am Ostalpenfuß vertritt W. Petrascheck, welche mehrere scharfe weitverbreitete Diskordanzen zwischen den Haupthorizonten voraussetzt. (101, p. 318, 102, p. 252.) Ich werde in meiner demnächst erscheinenden Studie Bericht über Studien im Tertiärgebiet von Südweststeiermark (wird für Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien eingereicht) auf Petraschecks Auffassungen näher eingehen.

[2] Den man aber auch als tieferes Mittelmiozän bezeichnen könnte.

[3] K. Gorjanović Kramberger (103, p. 4).

Weise verfolgbar, als daß sie auf lokale Gebirgsbewegungen[1] zurückgeführt werden könnten (etwa auf lokale Senkungen zu Zeiten der Transgression, Hebungen in den Regressionsphasen). Es müssen entweder eustatische Spiegelschwankungen des Meeres oder aber sehr weitreichende und allgemeine, von der speziellen Lokaltektonik ganz unabhängige, die Ostalpen umfassende Verbiegungen der Erdrinde oder eine Kombination beider Vorgänge vorausgesetzt werden. Letztere Voraussetzung erscheint mir als die wahrscheinlichste. Die vielfach erkennbare Gleichsinnigkeit der Strandverschiebungen, sowohl innerhalb der Ostalpen, als auch in den sie umgürtenden Senkungsräumen, läßt das Mitwirken eustatischer Schwankungen vermuten.

II. Der Ablauf der tektonischen Ereignisse in den Ostalpen während des Jungtertiärs.

Die Ostalpen waren, wie kaum ein anderer Teil Mitteleuropas, (von den Westalpen abgesehen) noch während des Jungtertiärs in sehr intensiver tektonischer Ausgestaltung begriffen gewesen. Der Ablauf der geologisch-morphologischen Entwicklungsgeschichte muß daher in sehr wesentlicher Weise das Einwirken der gebirgsbildenden Kräfte zum Ausdruck bringen.

1. Zwei Grundfragen.

Es gilt vor allem zwei Fragen näher zu prüfen:

a) Ob die tektonischen Vorgänge im Verlaufe des Jungtertiärs gewissermaßen eine stetige Fortentwicklung gleichsam ererbter tektonischer Tendenzen erkennen lassen und daher eine dem wechselvollen älteren Gefüge entsprechende, von Zone zu Zone differente Wirksamkeit aufzeigen oder ob etwa in jüngerer Zeit, wie es schon angenommen wurde, eine vom inneren Bau unabhängige, einfache Gesamthebung der Alpen eingetreten ist.

b) Ob die tektonischen Bewegungen des Jungtertiärs als orogenetische oder als epirogenetische Störungen anzusehen sind und ob erstere sich nur in engbegrenzten, durch Ruheperioden getrennten Phasen vollzogen hätten.

Ad a) Für einen gewissen Konservatismus im tektonischen Gefüge des Ostalpenbaues sind schon vielfach Beweise beigebracht worden.

Einige, besonders aus eigener Erfahrung gut bekannte Beispiele seien hier angefügt:

Die den östlichen Südalpen zugehörige Scholle des Ternovaner Hochkarstes zeigt schon im Jura, dann in der Kreide, wie im Alt-

---

1 Die naturgemäß den Ablauf der Trans- und Regressionen im einzelnen sehr wesentlich beeinflußten.

tertiär und schließlich noch im Jungtertiär (Kossmat, 104, p. 124) und Quartär (Winkler, 105, p. 48, 46) die stete Tendenz zur antiklinalen Aufwölbung, während die im Norden vorgelagerte, den Südsaum der eigentlichen Julischen Alpen bildende Zone im großen und ganzen das Bild langandauernder Senkung gewährt, deren letzte Äußerungen ebenfalls noch im jüngeren Pliozän erkennbar sind.[1] Die Bewegungen vollzogen sich hiebei in den verschiedenen Zeiten in verschiedenartiger Weise, teils an Brüchen, teils an Verbiegungen oder unter Hinzutritt von Faltung und Schub; das Bestreben zur Aufwölbung blieb aber erhalten. Dies erscheint besonders offensichtlich, wenn man bedenkt, daß in demselben Raum, in welchem schon eine voroberjurassische Aufwölbung erkennbar ist, noch der jungpliozäne Trockentalboden von Čepovan eine antiklinale Verbiegung erfahren hat (Brückner, 85, Kossmat, 104, p. 122, Winkler, 105, p. 43), deren Spuren selbst noch die jungquartären Terrassen des Isonzotales erkennen lassen.

Ein anderes, in den Einzelheiten viel komplizierteres und mannigfaltigeres Bild gewährt der Saum der Südalpen in seiner Gesamtheit. Im mittleren und höheren Miozän beginnen sich bereits (abgesehen von älteren Gebirgsbewegungen) die inneren Gebirgsteile (Julische Alpen, Karnische Alpen usw.) stärker aufzuwölben (Stefanini, 9, p. 602) und sodann sich zum Teil sicher schon vorpliozän[2] an der piega faglia periadriatica (Marinelli, 106, p. 103, Dainelli, 107, p. 131, Stefanini, 83, p. 24) über die kretazisch-eozäne Vorlage aufzuschieben. Diese Bewegung der Scholle war zweifelsohne keine einheitliche, von zahlreichen sekundären Schollenzerteilungen begleitet, da und dort mit lokaler Faltung, Schuppung und Bruchbildung kombiniert. In welcher Weise sich dieser Prozeß im einzelnen abgespielt hat und in welcher Weise die Oberflächenformen des Gebirges hiedurch beeinflußt wurden, habe ich a. a. O. (Winkler, 14) für Teile der Julischen Alpen näher auseinandergesetzt.

Im großen und ganzen ist aber schon für diese obermiozänen Bewegungen die Aufwölbungstendenz der Südalpen unverkennbar und die Abtrennung gegen die gleichzeitig in steter Senkung begriffenen Außensäume auf eine weite Erstreckung durch eine Überschiebung, die piega faglia periadriatica und in ihrer westlichen Fortsetzung wohl durch die nördliche Randfalte des Alpago- und Belluneser Beckens gegeben (Dal Piaz,[3] 109, p. 188).

---

[1] Absenkung der Veitsberger Scholle gegenüber der Ternovaner Scholle am Idrianer Bruch und ähnliche Senkungen, westlich davon im mittleren Isonzotal. (Kossmat, 104, p. 117, Winkler, 105, p. 34.)

[2] Am Stollkamm liegen beiderseits der piega faglia periadriatica die altpliozänen Ebenheiten, die bereits die aufgerichteten Schichtköpfe abschneiden in nahezu gleicher Niveaulage. (Winkler, 14.)

[3] Dal Piaz sagt (108, p. 38): Iniziato probabilamente, gia nel Terziario inferiore il sollevamento orogenetico si svolse saltuariamente...... attraverso ai vari periodi dell' Oligocene inferiore al Quaternario.

Diese Bewegungstendenzen finden in ähnlicher Weise, aber unter Erweiterung des Aufwölbungsbereiches durch Angliederung des miozänen Ablagerungssaumes und unter Ersatz der miozänen Randüberschiebung durch eine pliozän-quartäre Randflexur[1] (Kniefalte, zum Teil überkippt) ihre Fortsetzung bis an das Ende des Tertiärs und bis in die Eiszeit hinein. Die jüngeren stratigraphischen oder morphologischen Elemente nehmen in stets abgeschwächtem Grade an diesen Bewegungen Anteil (Brückner, 85, p. 993).

Wie sich im einzelnen auch hier komplizierte Teilbewegungen der einzelnen Schollen ergaben, haben Kossmat (3, p. 49, 104, p. 124) und ich (105, p. 43—45) aus dem Ternovaner Karst und dem Isonzogebiet (14), Schwinner jüngst aus dem Brentaraum (12) gezeigt.[2]

Die Verbiegung und Wellung der jungpliozänen Konglomerate am friaulisch-venetianischen Außensaum stellt nur mehr den Ausklang jener Bewegungen dar, welche noch die obermiozänen Konglomerate überkippt oder steil aufgerichtet haben, vollends aber jener großen Dislokationen, die noch das ältere Miozän an der piega faglia periadriatica eingeklemmt haben. Echte Faltungen waren in nachmiozäner (pliozäner Zeit) auf gewisse Räume eingeengt und in den westlichen Teilen des Südalpenrandes (Lessinische Alpen, Valsugana, Belluneser Voralpen) stärker ausgeprägt als im Osten (Friaul, Hochkarstgebiete).

Sowohl die Aufwölbung, beziehungsweise Aufschiebung der inneren Zonen der Südalpen, als auch die Absenkung ihrer Außenzone stellen Vorgänge dar, die unbeschadet aller örtlichen und zeitlichen Modifikationen mit wechselnder gegenseitiger Begrenzung das ganze Miozän und Pliozän umfaßt haben und bis in die Quartärzeit und wohl noch in die Gegenwart fortdauern.

Die Mächtigkeiten der in der Senkungsmulde angehäuften Sedimente sind sehr bedeutende. Besitzt doch das Miozän nach G. Stefanini allein eine Mächtigkeit von 2350 bis 3500 *m* am friaulischen Gebirgs-

---

[1] Die Fortsetzung der Friaulischen Randflexur ist im wesentlichen im Osten an der Randaufbiegung des Ternovaner Waldes und des Birnbaumer Waldes (pliozänen und postpliozänen Alters), gegen Westen in der Randflexur der Lessinischen Alpen und des Col Visentin (Alpenrandflexur) zu suchen. (Fabiani, 110, p. 39, Pia, 111, p. 33, Schwinner, 12, Dal Piaz, 109, p. 189.)

[2] Indem ich im Prinzipe mit Schwinners starker Betonung jugendlicher Gebirgstektonik einverstanden bin, so halte ich doch, und zwar zum Teil auch aus eigener Kenntnis des in Betracht kommenden Gebietes, Schwinners Annahmen, die einen sehr wesentlichen Teil der Störungen (Schub, Faltung und Brüche) in das Quartär hineinverlegten, für zu weitgehend. Ich habe meinen Standpunkt zu der im übrigen von mir durchaus hoch eingeschätzten Arbeit R. Schwinners in einem Referat (122) näher präzisiert und auch dort betont, daß sich die von Schwinner vorausgesetzte zeitliche Einordnung der Vorgänge nur schwer mit den neuen Ergebnissen der Miozänforschung am venetisch-friaulischen Alpensaume in Einklang bringen läßt.

saum.[1] Rechnet man noch das Unterpliozän, dessen Mächtigkeit im Untergrunde der friaulischen Senkung noch nicht festgestellt werden konnte, das aber in seinem vermutlichen zeitlichen, mittel-oberpontischen Äquivalenten mindestens 500 *m* erreicht, hinzu, fügt sodann noch die jedenfalls auch nach vielen Hunderten Metern zählende Mächtigkeit der höherpliozänen Schotter — dort, wo sie in der Senkung in voller Stärke zur Ablagerung gelangt sind — bei und ergänzt das Bild schließlich durch Anfügung der quartären Bedeckung — (Bohrloch von Grado blieb in 216 *m* Tiefe in quartärem Konglomerat steken; letzteres wurde von Grund [22, p. 16] und Kossmat [3, p. 55] als jungdiluvial, von Brückner [85, p. 1022] als altdiluvial angesehen) — so kann man sich einen Begriff von der Bedeutung der (vielleicht bis über 4000 *m* mächtigen) jungtertiär-quartären Sedimentanlagerung des Südalpensaumes machen; diese Schichtkomplexe sind aber sicherlich nirgends in ihrer vollen Mächtigkeit übereinander, sondern nur nebeneinander zur Ablagerung gelangt, so daß das Gesamtausmaß der örtlichen Senkung obigen Wert nirgends erreichen wird.

Immerhin geben diese gewaltigen Schichtanhäufungen am Gebirgsfuße auch einen Fingerzeig, der Aufwölbung der Südalpen, von der ja der Abtrag erfolgt ist, ein namhaftes Ausmaß zuzuschreiben.[2]

---

[1] Im einzelnen verteilen sich die Werte, die sich übrigens den Mächtigkeitswerten des Miozäns am übrigen Alpenrande gut einfügen, wie folgt (in Friaul): Aquitan fehlt, Langhien 550 *m*, Helvetien 450 bis 500 *m*, Tortonien 700 *m*. »Pontico« 600 bis 1000 *m*.

Ähnliche Mächtigkeiten zeigt das Altmiozän in der steirischen Bucht, wo etwa 1000 *m* Schlierschichten und noch mächtigere Eibiswalderschichten entwickelt sind, über basalem Miozän gelagert (Winkler, 33, p. 521, 35, p. 1, 112 und 175). Näheres wird hierüber a. a. O. ausgeführt werden.

Analoge Schliermächtigkeiten haben die Bohrungen bei Braunau, Bohrloch bis 1219 *m* im Schlier! (Götzinger, 113, p. 30), Wels 980 *m* (Schubert R. J., 114), Kapellen 250 *m* (Petrascheck, 102, p. 258) und in dem Korneuburger Becken (Vetters, 118, p. 30) und a. a. O. ergeben. Der Badener Tegel des Wiener Beckens wurde bei Liesing in 412 *m* Mächtigkeit nicht durchsunken (Toula, 116, p. 203, 17).

[2] Ich komme also auch bezüglich der Abtragung zu beträchtlich höheren Werten als Schwinner, wenigstens was den gesamten Zeitraum des Jungtertärs und Quartärs betrifft. Nur im Quartär setzt Schwinner (12) ganz abnorme Erosionsleistungen (nichtglazialer Natur) voraus. Ich glaube auch, daß das oberoligozäne, beziehungsweise das ältestmiozäne (aquitanisch-burdigalische) Südalpenrelief etliche 100 *m* über den allgemeinen höchsten erhaltenen Flächen anzusetzen ist. Immerhin teile ich Schwinners Abneigung (12, p. 92) gegen die Annahme so übermäßiger (12 bis 20 *km* betragender) Erosionsleistungen im Jungtertiär der Alpen, wie sie von manchen Schweizer Forschern angenommen werden. Ich glaube, daß nicht einmal eine flächenhafte Abtragung von durchschnittlich 4 *km* Mächtigkeit in den Ostalpen im Jungtertiär vorausgesetzt werden braucht, indem sich eben der Abtragsschutt des Gebirges in einem küstennahen Streifen auf sinkendem Boden übermächtig anhäufte. Ein durchschnittlicher Abtrag von $1^1/_2$ bis 2 *km* im Bereiche der südlichen Kalkalpen seit Anfang des Miozäns dürfte der Größenordnung nach hinreichen.

Mit diesem Beispiel ist die Forterbung tektonischer Tendenzen, wenn auch nicht in unverändeter Art und Weise, an einer großen Erscheinung gegeben.

Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Savefalten läßt ähnliche Schlußfolgerungen zu. Schon die oberoligozänen und miozänen Sedimente (speziell die Sotzkaschichten und die Leithakalke der zweiten Mediterranstufe in den östlichen Teilen) erweisen sich von einem präexistizierenden Faltenbau abhängig, der auf eine oligozäne (auch voroligozäne) Anlage zurückgeht, der aber im wesentlichen auch noch mit den pliozänen Wellen übereinstimmt. Das jüngere Miozän und das Pliozän zeigt also die gleichsinnige Weiterausbildung dieses Bausystems (Winkler, 32, p. 317—318, Heritsch, 120, p. 94). Am Ende des Miozäns (nachsarmatisch) setzt hier eine ausgesprochene Faltung des Sedimentationsraumes, mit Schuppungen kombiniert, ein, welche eine scharf akzentuierte Tektonik schafft. (postmiozäne Überschiebungszone an der Donatilinie [Hörnes R., 119, p. 67, Heritsch, 120, p. 90]). Wenigstens in den östlichen Teilen der Savefalten (Ivanšica, Rudenza, Agramer Gebirge, Ravnagora), wahrscheinlich aber auch noch zum Teil in weiter westlich gelegenen Räumen, dauerten diese faltenden Bewegungen während des höheren Pliozäns an, wie die allerdings abgeschwächte Anteilnahme noch pontischer (altpliozäner) Schichten am Faltenbau (in Westkroatien) erkennen läßt. (Siehe noch später im Abschnitt über die Morphologie.) (Vgl. auch die Prof. bei Granigg, 121, p. 14 bis 16.)

Die von mir eingehend untersuchte mittelsteirische Tertiärbucht zeigt im Verlaufe des Jungtertiärs die Tendenz zu einem Fortschreiten einer aus dem Südwestteil der Bucht wellenartig vordringenden Aufwölbung mit vorgelagerter Senkung, während der Nordrand der Bucht ebenfalls einer Abbiegungszone zu entsprechen scheint. So rückt der durch gehobene Miozänsedimente erweiterte Alpenrand in der zweiten Mediterranstufe, in der sarmatischen Stufe und in der pontischen Stufe immer weiter gegen Osten und Nordosten hinaus. Faltungen begleiten, abgesehen von lokalen Vorkommnissen (Winkler, 13, p. 281), diese Aufwölbungen nur im Südwestteil des Beckens (im Posruckgebirge). (Winkler, 13, p. 311, 32, p. 312, 33, p. 616, 35, p. 1, 66, p. 39, 112.)

Durch genaue Begehungen konnte der Verlauf der schon bis an die Grenzen der Steiermark hinausgerückten »pontischen« Aufwölbung festgestellt werden, denen sich spätpontische (von Basalteruptionen begleitete) und postpontische Schollenbewegungen anschließen; die jüngsten, abgeschwächten Hebungen umfassen noch Teile des südlichen Burgenlandes (östlich der Steiermark) mit (66, p. 40), während nach L. v. Loczy noch weiter östlich Zonen jugendlichster Senkung im Gebiete von Güns-Steinamanger-Körmend erkennbar sind (68, p. 510).

Anzeichen für eine bis in die Gegenwart fortdauernde Wirksamkeit der pliozänen Hebungsbezirke ergeben sich mehrfach. So

läßt die große südoststeirische Aufwölbung an der fortdauernden, gleichsinnigen, einseitigen Verschiebung des unteren Murlaufs (Winkler, 66, p. 37—38) und an der damit im Zusammenhang stehenden Talasymmetrie ein Fortwähren der Bewegungen bis in das Quartär und in die Gegenwart hinein mutmaßen. Dabei hebt sich hier anscheinend die schon im Pliozän stark aufgebogene Hochstradenscholle des oststeirischen Eruptivgebietes auch noch im Quartär, wie morphologische Indizien annehmen lassen, kräftiger empor.

Die miozäne, vom Mediterran und Sarmatischen Meer eingenommene Depression der Nordoststeiermark, die die Teilbecken von Fürstenfeld, Hartberg und Pinkafeld und jene am oberen Stremfluß im nördlichen Burgenlande umfaßt, läßt vor allem an den hier vor sich gegangenen, sehr namhaften jungpliozän-quartären Flußverlegungen ein Fortwähren relativ senkender Tendenzen bis in die Gegenwart hinein vermuten (Winkler, 189, p. 25).

Noch großartigere Erscheinungen zeigt der Südwestrand des steirischen Beckens auf, wo Posruck-, Remschnigg- und Radelgebirge (Winkler 175) seit dem mittleren Miozän eine vermutlich bis in die Gegenwart fortwirkende, breitfaltige Verbiegung (mit Schichtaufrichtungen) erfahren haben, während das nördlich vorgelagerte Becken Anzeichen noch jugendlich fortdauernder Einmuldungserscheinungen erkennen läßt. Die gleichsinnige Verbiegung auch noch der altpliozänen Abtragsflächen, jungpliozäne Talverlegungen, die auf tektonische Beeinflussung deutende Asymmetrie der Talflanken, die ganz spätreife Talentwicklung in der Einmuldungszone und der ganz jugendliche Charakter in der Aufwölbung zwingen förmlich zur Annahme, daß hier schwache Faltenbewegungen noch bis in die Gegenwart fortwirken.

Es ist bezeichnend, daß sich trotz der im allgemeinen erkennbaren fortschreitenden Erweiterung des Hebungsbereiches am steirischen Alpenrande doch die Räume besonders starker, älterer Hebungen, beziehungsweise Senkungen sich auch weiterhin als Teilfelder bedeutenderen Aufsteigens, beziehungsweise Absinkens ausprägen.

Die Detailaufnahme hat in Steiermark auch hier gezeigt, daß die pliozänen Bewegungen recht ungleichmäßig vor sich gegangen, daß Schollenbewegungen an Brüchen erfolgt sind und sekundäre Senkungsdepressionen sich in die gehobene Scholle einschalten (Winkler, 66, p. 130—140). Die Entwicklungsgeschichte der steirischen Bucht weist also ebenfalls eine gewisse Stetigkeit in ihrer tektonischen Geschichte, die ihre Bewegungstendenz durch lange Zeiträume nur in ganz bestimmter Richtung — ohne erkennbare Rückläufigkeiten — fortentwickelt, auf.

Ein letztes Beispiel sei dem inneralpinen Wiener Becken entnommen.

Die erste, allerdings wesentlich vom späteren Saum abweichende Anlage des Wiener Beckens geht wohl schon in das ältere Miozän zurück (Verbreitung der Süßwasserschichten des sogenannten Grunderhorizontes [nach W. Petrascheck höherern Alters: aquitanisch]), in eingefalteten oder eingeklemmten Schollen in der Nähe des Beckensaumes; vielleicht ist auch schon ältermiozäner »Schlier« im Nordteil des Beckens vertreten, welchem Niveau F. Toula [117] die tiefsten der bei der 600-*m*-Bohrung von Liesieng durchteuften Schichten zuzählen möchte). Die Hauptabsenkungsvorgänge sind schon vor Eindringen des Meeres der zweiten Mediterranstufe erfolgt, welches bekanntlich bereits am zerlappten Bruchrand transgrediert. Aber auch die mediterranen Strandbildungen sind von Schrägstellungen betroffen worden, und zwar bedeutender als die noch mit dislozierten pontischen Ablagerungen. Letztere sind im Südteil des Beckens noch von Verwerfungen durchschnitten, welche gleichsam eine jüngere Grabensenkung im breiteren Rahmen des Wiener Beckens erzeugt haben.[1] Ihre Fortsetzung auch bis an die Donauebene ist in neuerer Zeit ermittelt worden (Petrascheck, 72, p. 1).[2] Die Verbreitung und Mächtigkeit der Quartärbildungen im Südteil des Wiener Beckens (Steinfeld) sprechen nach H. Hassinger (19, p. 171) dafür, daß die senkenden Bewegungen hier bis in die Eiszeit (und wohl bis zur Gegenwart) fortgedauert haben.

Dabei kann seit dem Miozän die stärkste Senkung im Nordteil des Beckens, die stärkste Hebung dagegen im Südwestrande desselben, wo die miozänen Abtragsflächen der Kalkhochalpen (Rax, Schneeberg usw.) in steilen Bruchstaffeln (Gahnsplateau, Hohe Wand usw.) zu stolzen Höhen aufgewölbt wurden, vorausgesetzt werden.

Aus den hier mitgeteilten Beispielen kann geschlossen werden, daß zwar die Bewegungsflächen im Gebirge vielfach gewechselt haben, daß aber die Grundtendenz der Aufwölbung oder Absenkung oft durch lange Zeiten erhalten blieb oder doch ein einer bestimmten Regel folgendes gerichtetes Fortschreiten erkennen ließ.

Am Südalpensaum schreitet die Bewegung in steiler, aber nur wenig ausgreifender Wölbung vor, am Ostalpensaume (Zentralalpenrande) sind weitausgreifende, flache Aufbiegungen erweisbar, im inneralpinen Wiener Becken herrscht Hebung und Abbruch an steilen, parallelen Bruchsystemen vor.

Anzeichen für eine vom älteren Gebirgsbau unabhängige Gesamthebung der Ostalpen im Jungtertiär liegen daher, wenigstens als ausschließlicher oder vorherrschender Grundzug, in der Entwicklung nicht vor. Damit ist die erste Frage beantwortet.

---

[1] Sprunghöhe 60 *m*, beziehungsweise zirka 150 *m* (Petrascheck, 102, p. 169). Neuerdings gibt Petrascheck Sprünge von 40 *m*, beziehungsweise 120 *m* bei Zillingsdorf an.

[2] Angenommene Sprunghöhe beträgt hier nach Petrascheck sogar mehr als 540 *m*.

Ad b) Die zweite Frage, die eingangs gestellt wurde, war jene nach dem Vorhandensein von Orogenese oder Epirogenese und nach Kontinuität oder Diskontinuität des tektonischen Geschehens, und zwar der orogenetischen Vorgänge im speziellen. Sie ist schwieriger zu beantworten.

Der gegenwärtig von H. Stille (123, 124, 125) mit vielem Erfolg vertretenen Annahme einer durch scharfe Ruhepausen getrennten Wirksamkeit der orogenetischen Kräfte, eingeengt auf bestimmte kritische Perioden tektonischer Revolution, stehen andere Auffassungen gegenüber, die die Kontinuität der bruchbildenden, faltenden und überschiebenden Gebirgskräfte mehr in den Vordergrund rücken.

So hat sich E. Nowak auf Grund seiner albanischen Forschungen für eine aus dem Miozän bis zur Gegenwart fortdauernde, langsame, echte Faltung im Bereiche der niederalbanischen Tertiärbucht ausgesprochen (126, p. 51).[1]

Boden beschreibt eine langdauernde, der Sedimentation der obermiozänen Molasse gleichzeitige Schubbewegung der ostalpinen Kalk- und Flyschzone über das vorlagernde helvetische Gebirge (127, p. 406).[2]

G. Stefanini nimmt gleichzeitig mit der Ablagerung der feingrobklastischen mittel-obermiozänen Molassebildungen von Friaul fortwährende tektonische Bewegungen an. Ich selbst habe aus dem Isonzogebiet Faltungen beschrieben (14, p. 63), welche schon in der mittleren Kreide einsetzten und während der Ablagerung des Senon in Fortentwicklung begriffen waren. P. Arbenz schließt aus dem Auftreten mächtiger orogenetischer Sedimente auf eine sehr lange kontinuierliche Dauer gebirgsbildender orogenetischer Vorgänge (128, p. 260—267).

Es ist klar und wird wohl von niemand bestritten, daß die gebirgsbildenden orogenetischen Vorgänge einen gewissen Zeitraum für ihre Auswirkung in Anspruch nehmen. Unter der Voraussetzung einer ausgesprochenen Diskontinuität der Tektonik wären sohin nur kürzere orogenetische von längeren anorogenetischen Phasen zu unterscheiden.

---

[1] Nowak sagt p. 51: »Die nachtertiären, wahrscheinlich bis heute andauernden Faltungsvorgänge in Niederalbanien gehen Hand in Hand mit einer allgemeinen Hebung des Landes ... Orogonetische und epirogenetische Bewegungen scheinen hier somit nur verschiedene äußere Ausdrucksformen ein und desselben ursächlichen Vorganges.... Dieser Vorgang findet im wesentlichen kontinuierlich seit dem Ende des Alttertiärs statt und zieht immer neue, dem Meere entrissene Ablagerungen in seinen Bereich.«.

[2] G. Götzinger und H. Vetters (144, p. 34) kommen auf Grund ihrer Untersuchungen am alpinen Saum des Tullnerbeckens zur Annahme der Bildung des ganzen Altmiozäns gleichzeitiger Falt- und Schubbewegungen, die einen zu Beginn des Miozäns noch bestehenden, krystallinen, »comagenischen« Rücken durch das Vorrücken der alpinen Zonen zum Verschwinden brachten. In verschiedenen Etagen immer wiederkehrende grobe Konglomerateinschaltungen (Ollersbacher Konglomerate, Buchbergkonglomerate) erweisen sich als echt orogenetische Sedimente.

Es wird auch kaum bezweifelt, daß die faltenden und schiebenden Kräfte die jungtertiären Ablagerungen der Alpenumrahmung in gewissen, und zwar scharf umgrenzten Zeiträumen zum erstenmal dem älteren Faltenbau angegliedert haben, und daß dieser Vorgang da und dort zu verschiedenen Epochen erfolgt ist, schließlich daß die orogenetischen Kräfte in verschiedenen Teilen des Gebirges zu verschiedenen Zeiten zur Ruhe gelangt sind.

Es fragt sich nur, ob die orogenetischen Bewegungen strenge auf gewisse Phasen beschränkt erscheinen, oder ob sie sich über längere Zeiträume, eventuell über mehrere tektonische Phasen und die angenommenen Zwischenpausen hindurch erstreckt haben.

Ich will im folgenden einige Beispiele näher hervorheben, die meine Anschauungen in diesem Fragenkomplex näher bestimmt haben.

Analog den von E. Nowak (l. c. 149, p. 84) aus Albanien ermittelten Verhältnissen konnte beim Studium der höheren Kreidebildungen des Isonzogebietes festgestellt werden, daß schon im Cenomon oder Turon submarine Antiklinalwölbungen, von Rudisten und Korallenkalken gekrönt, entstanden waren, die sich sodann vorsenon schon am Festlande weiterbildeten, von der Transgression des Senonmeeres teilweise überflutet, immer wieder als langgestreckte Schwellen den Meeresräumen entwuchsen und sich in ihrer Fortentwicklung in Form gewaltiger Blockschuttmassen in den senonen Sedimenten ausprägten. (Chaotischer, Riesenblockwerk umfassender, in der tektonischen Längsachse zonar verteilter tektonischer Ablagerungsschutt. [Winkler, 96, p. 61.]) Deutliche Diskordanzen innerhalb der senonen Schichtfolge ergeben übrigens auch den direkten Beweis für die Fortdauer der tektonischen (faltenden) Bewegungen während der senonen Sedimentationsperiode (Winkler, 14, p. 63). Noch voreozän (vormitteleozän) entwickeln sich daraus steilaufgerichtete Faltenzüge. (Scharfe tektonische Diskordanz zwischen dem Senon und Eozänflysch. [Winkler, 96, p. 93.]) Aber auch während des Eozäns (Mitteleozäns) kann hier keine tektonische Ruhe vorausgesetzt werden. Blockschuttbildungen finden sich regellos auch im Eozänflysch in ungeheurer Ausdehnung eingeschaltet, gelegentlich gewaltige Trümmer umschließend. (Pseudokretazische Konglomerate der italienischen Geologen mit den Klippen von Vernasso. [O. Marinelli, 130, p. 15, G. Dainelli, 131, p. 51.]) Besonders sind die von mir aufgefundenen und beschriebenen Riesentrümmerschichten im Eozän von S. Volfango sehr bemerkenswert, die von der Wölbung der nördlich anschließenden alten, in Fortbildung begriffenen (Kolowrat) Antiklinale abgebröckelt sein müssen, aus gewaltigen Trümmern der Senonmergel und -kalke bestehen und mit ausgesprochener Diskordanz ihrer Unterlage aufruhen (Winkler, 96, p. 74).

All diese Umstände sprechen für eine dauernde Bodenunruhe des betrachteten Gebietes seit dem Beginn der Oberkreide.

Insbesondere ist die weite Verbreitung so abnormer Sedimente, sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Hinsicht,[1] wie sie die Blockschuttbreccien des Isonzogebietes darstellen, bemerkenswert. Sie sind nur unter der Voraussetzung stetiger gewaltiger Schuttzufuhr von einem in ständiger tektonischer, orogenetischer Ausgestaltung befindlichen Gebirgskörper her erklärbar.

Nach derselben Richtung weisen die Beobachtungen Müllers aus der Gegend von Görz (132, p. 64), welche auf eine fortschreitende, der Sedimentation des Mitteleozäns parallellaufende Aufwölbung der Ternovaner Antiklinale schließen lassen. (Fehlen der jüngeren Abteilung des Eozäns am Fuß der aufgewölbten Kreideantiklinale, grobklastischer Charakter [Blockschichten] in der südwärts gerückten oberen Serie des Eozäns.)

Schon früher ist auf die Persistenz der tektonischen Entwicklungsrichtung (dauernde Aufwölbung) an der Ternovaner Masse hingewiesen worden. Es muß noch ein Augenblick bei dem jüngeren Bewegungsbild dieser Scholle verweilt werden.

Schon im Verlaufe des Miozäns, sodann in jenem des Pliozäns wölbte sich die Hauptmasse der Ternovaner Platte über ihre nördliche Randscholle empor. Nach Ausbildung der prächtigen altpliozänen Abtragsflächen, auf denen es mir gelang, Reste einer fluviatilen Schotterdecke aufzufinden (Winkler, 105, p. 26—28), schnitt sich ein jungpliozäner Isonzo-Idricalauf in die noch immer im Aufsteigen begriffene Scholle gleichzeitig mit deren Aufbiegung etwa 300 bis 400 *m* tief ein, indem er hiebei einen ausgereiften, zum Teil mit breiterer Sohle versehenen Talboden anlegte. Dieser Erosionsvorgang dauerte so lange an, bis der Isonzo-Idricafluß aus seinem bisherigen Verlaufe in der stärker gehobenen und von schwerer erodierbaren Kalken zusammengesetzten Ternovaner Scholle nach der weniger gehobenen und leicht zerstörbaren Flyschlandschaft an ihrem Westabfalle abgelenkt wurde. Die Hebung der Ternovaner Scholle hat hierbei an ihrem Nordrande an einer Bruchstörung stattgefunden (Idrianerbruch).

Da der alte Flußlauf imstande war, die vor ihm an dem Bruche emporgewölbte Ternovaner Scholle zu durchsägen und in derselben einen Talboden mit Talsohle zu schaffen, kann die Aufwärtsbewegung nur so langsam und stetig erfolgt sein, daß die Flußerosion damit gleichen Schritt zu halten imstande war. (Antezedenz der Isonzo-Idricafurche!). Es liegen aber auch Hinweise vor, daß die Bewegungsvorgänge nach Außerkraftsetzung der alten Talrinne als stetige Deformationen fortgedauert haben. Der Trockentalboden wurde anschließend (im oberen Pliozän) zu einer flachen Antiklinale verbogen. Spuren derselben Störung zeigen auch noch die jungquartären Terrassen

[1] Auftreten schon in der mittleren Kreide, in der Oberkreide und im Eozän in zahlreichen übereinandergeschalteten Lagen.

des benachbarten Isonzotales. (Vgl. A. Winkler, 105, p. 34, 43, 46 usw.)

Nun könnte eingewendet werden, daß die Aufwärtsbewegung der Ternovaner Scholle am Idrianer Bruch, die das Tiefereinschneiden des Flußlaufes zur Folge hatte, einer wenn auch langandauernden ersten Bewegungsphase, ihre Verbiegung, die in der Wölbung des inzwischen trockengelegten Talbodens zum Ausdruck kommt, einer selbständigen jüngeren Störungsepoche zuzuschreiben wäre. Dagegen spricht aber der Umstand, daß das Trockental knapp oberhalb jener Stelle seine größte und sehr auffällige Breite aufweist,[1] an der der Scheitel der jungen Aufwölbung gelegen ist. Die antiklinale Verbiegung des Talbodens hat daher schon zur Zeit, als das Gerinne noch von dem Flusse eingenommen war, ihren Anfang genommen und letzteren durch die Gefällsverminderung vor dem Gewölbescheitel zur Seitenerosion und Anlage einer breiten Talsohle veranlaßt. Die erste Bewegung, welche den alten Isonzo-Idricalauf zum Einschneiden in die Tiefe genötigt hatte und die zweite Störung, die seinen Talboden antiklinal verbogen hat, schließen daher zeitlich enge aneinander an. Für die Annahme einer beide Bewegungen trennenden Epoche tektonischer Ruhe liegen keinerlei Anzeichen vor.

Das Beispiel zeigt, daß sehr lang andauernde Bewegungen sich auch an echten Brüchen vollzogen haben.

Am östlichen Südalpenrande haben nach Stefanini die Gebirgsbewegungen, welche die Aufwölbung und schließliche Überschiebung der inneren, triadischen Kalkhochalpen über ihre Vorlage und deren Faltung hervorgerufen haben (Bewegungen an der piega faglia periadriatica), schon im Mittelmiozän begonnen. Zu diesem Schlusse gelangte der genannte italienische Forscher auf Grund der Geröllzusammensetzung der mittel-obermiozänen Konglomeratmassen aus Rudistenkalken der Vorzone. Die Gebirgsbewegungen (Überschiebungen) der inneren Zonen spiegeln sich in der fortdauernden, besonders Mittel- und Obermiozän umfassenden Senkung[2] des vorgelagerten Streifens und in dessen Zuschüttung mit überaus mächtigen Schuttmassen mariner, limnischer und fluviatiler Natur wieder. Allmählich entwickeln sich aus den vorherrschend noch feinklastischen Bildungen der oberen langhischen Stufe (Tiefwassermolasse, schlierartig) die sandigen Mergel der tortonischen Stufe (Laminarienzone), die dem tieferen »Litoral« entsprechenden Ablagerungen des unteren, die groben Strandbildungen des oberen Tortonien (Stefanini, p. 599—601) und schließlich die brackisch-limnisch-fluviatilen Schottermassen des Obermiozäns.

---

[1] Hier erhebt sich sogar ein Umlaufbug in der Talsohle.

[2] Die mächtigen Ablagerungen des älteren Miozäns (Aquitanien, Langhien, Helvetien) weisen ebenfalls auf Senkungen zu ihrer Bildungszeit hin. Die zugehörigen tektonischen Bewegungen, welche den gewaltigen Abtragsschutt geliefert haben (Molassebildungen von 1500 *m* Mächtigkeit), müssen in den inneren Teilen der Südalpen vorausgesetzt werden.

Dies deutet auf eine stetige Zufuhr gewaltigen Abtragsschuttes aus dem Rücklande bei zunehmender Ausseichtung des in steter Senkung befindlichen Untergrundes hin. Im übrigen ist wohl die Beziehung zwischen der andauernden, durch übermächtige Sedimentation erwiesenen raschen Senkung am Außensaum zu der Aufwölbung und Faltung der inneren Zonen eine so innige, daß auch an der Gleichzeitigkeit der beiden tektonischen Vorgänge kaum gezweifelt werden kann.

Sowie die Senkung des Außenraumes, ist wohl auch die hiezu korrelate Faltung und Aufschiebung der inneren Zonen ein langandauernder, mehr oder minder stetiger Vorgang, dies um somehr, als in letzteren die Flüsse, oft mit der Bewegung gleichen Schritt haltend, ihre antezedenten Täler tieferlegen konnten.

Hätte sich im Sinne der tektonischen Revolutionstheorie ein kürzer dauernder, gebirgsbildender Paroxysmus, etwa im Mittelmiozän, vollzogen, so wäre ein einmaliges scharfes und plötzliches Einsetzen grobklastischer Sedimentation und sodann eine allmähliche Abnahme in der Grobkörnigkeit der Ablagerungen, dem Fortschritt in der Abtragung entsprechend, zu erwarten gewesen. Aber gerade das Gegenteil ist der Fall! Ganz allmählich entwickeln sich die immer gröber werdenden Strand- und Landbildungen des höheren Miozäns aus den Sedimenten größerer Feinkörnigkeit des älteren Miozäns. Das grobklastische Obermiozän wird nachweislich (siehe später) gleich nach Abschluß seiner Bildung von dem weiterausgreifenden Faltenbau überwältigt.

Diese Umstände weisen also viel eher auf die Existenz einer von einem in dauernder Faltung begriffenen Rücklande flankierten, ständigen Senkungsmulde hin, in welcher übrigens die Meeresfluten in fortschreitender Regression begriffen waren. Die ihren Wirkungsbereich erweiternden, tektonischen Kräfte haben sodann zu Beginn des Pliozäns auch die miozäne Muldensenkung dem Südalpenstamm angegliedert.[1] Zu ähnlichen Schlußfolgerungen ist auch der bekannte Paduaner Geologe G. Dal Piaz gelangt. (Siehe Zitat auf p. 19.) (Dal Piaz, 108, p. 19.)

Wie schon angedeutet wurde, ist also die pliozäne Aufwölbung der östlichen Südalpen (mit ihrem im einzelnen sehr mannigfaltigen Bewegungsbild) als die weiter nach außen hin vorgerückte Bewegungstendenz älterer Zeiträume aufzufassen, die nunmehr auch noch die obermiozäne Konglomeratvorlage in ihren Faltungsakt miteinbezogen hat. Die Fortdauer auch dieser Bewegung läßt sich durch längere Zeiträume hindurch feststellen.

---

[1] Daher kann ich Schwinners Ansicht eines ältermiozänen und eines obermiozänen tektonischen Paroxysmus nicht teilen. Gerade das höhere Altmiozän weist am friaulisch-venezianischen Gebirgsfuß nach Stefanini (9, p. 598) vorherrschend auf größere Wassertiefe und ruhigere Bildungsumstände hin. Das schließt natürlich nicht aus, daß sich in Küstennähe (im Bereiche von Deltas) auch damals Schotterzwischenlagen gebildet haben.

Ein namhafter Anteil der randlichen Kniefaltung und somit auch der Aufwölbung der Südalpen fällt am Gebirgssaum von Friaul zweifelsohne schon in das ältere Pliozän, denn die im Verlaufe des Altpliozäns entstandenen Einebnungen greifen nach Abtragung der miozänen Sedimentdecke bereits auf die emporgewölbte Kreideunterlage über. Es kann geschlossen werden, daß hier Aufwölbung und flächenhafte Abtragung im Altpliozän im großen und ganzen miteinander parallel verlaufen sind. Die ausgezeichneten geologischen Profile, welche G. Dal Piaz in seinem Werke »Alpi Orientali« aus dem Gebiet des Bosco del Consiglio mitgeteilt hat, illustrieren das Gesagte in klarer Weise. (109, Tafelbeilagen).[1] Da die Faltung erst nach dem Obermiozän eingesetzt hat, zu Ende des Altpliozäns schon weit vorgeschritten war, muß ein Schritthalten langandauernder Orogenese mit der Nivellierung des Gewölbes vorausgesetzt werden.

Es soll besonders betont werden, daß hier eine namhafte tektonische Bewegung (Faltung) in einer Epoche vorausgesetzt wird (im Altpliozän), in welcher im Hinblick auf die Entstehung weitverbreiteter Einebnungen eher vollständige tektonische Ruhe erwartet werden könnte. Ich komme darauf noch zurück.

Die weitere Andauer der Faltungen,[2] Aufwölbungen und Verbiegungen am friaulischen Gebirgsfuß im höheren Pliozän und Quartär ergibt sich aus dem großen Niveauunterschied und plötzlichen Abbruch, beziehungsweise Abbiegung der altpliozänen Ebenheiten gegen die friaulisch-venezianische Senke, aus der Verbiegung der jungpliozänen und quartären Niveaus (Brückner, 85, p. 993 und 1021, A. Penck, 98, p. 910) und aus der Aufrichtung und teilweisen Faltung der jungpliozänen Konglomeratmassen (Montellokonglomerat, jungpliozäne Konglomeratzone von Friaul (Stefanini, 9, p. 605).

Das allmähliche Abklingen des Störungsausmaßes, das in dem durchschnittlich immer kleineren Neigungswinkel der jeweils jüngeren Tertiärschichten und in der geringeren Höhenlage der zugehörigen morphologischen Elemente zum Ausdrucke kommt, läßt die Auffassung aufkommen, daß sich hier langsam und stetig fortwirkende, wenn auch ruckartig sich verlegende und sich hiebei verstärkende oder abschwächende Gebirgsbewegungen abgespielt haben. Diese vielfach als epirogenetisch angesprochene pliozäne

---

[1] Wenn auch die jüngeren Miozänbildungen (Tortoniano-Pontico) die Kreidegewölbe der Vorzone nur mehr teilweise bedeckt haben dürften, so ist durch die an der piega faglia eingeklemmten Schollen der Beweis erbracht, daß das ältere Miozän sich noch als einheitliche Sedimentdecke über die gesamte Vorlage ausgebreitet hat (Stefanini, 9). Aber auch die mittel-obermiozänen Konglomeratbildungen müssen, wie Dal Piaz' Profile und die mir bekannten Verhältnisse am Abhang des Bosco del Consiglio bei Polcenigo zeigen, noch teilweise die Oberfläche dieses Massivs bedeckt haben und somit bei Entstehung der altpliozänen Abtragsflächen denudiert worden sein.

[2] Stellenweise kommt auch eine Art Vorfaltensaum zur Ausbildung. (Vgl. Stefanini, 9, 83, Dal Piaz, 109.)

Aufwölbung der (Süd-)Alpen ist von den lokal fortwirkenden Äußerungen tangentialer Druckkräfte (Faltungen, Kniefaltungen, Brüche) weder zeitlich, noch räumlich scharf abzusondern.[1]

Eingehender sollen die Schlüsse erörtert werden, die sich aus dem Studium der Savefalten ergeben haben, aus welchem Gebiete außer eigenen Beobachtungen insbesondere die ausgezeichneten geologischen Aufnahmen F. Tellers reiche Belehrung bieten. In den Savefalten sind nach dem Obermiozän, wie schon angegeben wurde, sehr bedeutende Gebirgsbewegungen eingetreten, die in einem schon durch vormiozäne Störungen ausgezeichneten Gebiete einen Falten- und Schuppenbau erzeugt haben. Für einen Teil dieser Gebiete gelingt die Feststellung, daß die Faltung schon im Verlaufe des Altpliozäns im wesentlichen abgeschlossen war.

Denn im Raume von Steinbrück an der Save greifen Abtragsflächen, die zweifelsohne dem Komplexe der »pontischen Ebenheiten« zugehören, bereits ungestört über die eingeklemmten obermiozänen Schichten hinweg und schneiden in die bloßgelegte Triasunterlage ein.[2] (Vgl. Kossmat, 3, p. 52.)

Tellers Karte [46] läßt dies deutlich erkennen. (Hochflächen des Straški hrib [898 *m*] und des Levoutz hrib [902 *m*] bei Steinbrück an der Save).[3]

Auch hier muß wieder vorausgesetzt werden, daß die angenähert flächenhafte Abtragung mit der durch die Faltung bedingten Aufwölbung nahezu gleichen Schritt gehalten hat. Denn es wäre sonst unverständlich, daß in einer relativ kurzen Zeitspanne, wie sie das Spatium zwischen dem Beginn des Altpliozäns (Beginn der Faltung) und dem Ende dieser Phase darstellt, eine weitgehende Einebnung der Falten des Gebietes hätte Platz greifen können; dies um so mehr, als die Mächtigkeit der abgetragenen Schichtmassen als eine recht beträchtliche bezeichnet werden muß (mittleres und oberes Miozän und Teile der transgredierten Triasunterlage).[4] (Mächtigkeit des Oligomiozäns der Tüfferer Bucht nach Bittners Profil [31] zu 400 bis 600 *m*!)

---

[1] Vgl. hierzu Nowaks Resultat über die Tektonik von Niederalbanien (Zitat auf p. 24).

[2] Die Untersuchungen von Wentzel (133, p. 97), die manche wertvolle Angabe über das Laibacher Becken enthalten, entbehren bezüglich der allgemeinen Schlußfolgerungen der gesicherten Grundlage und teilweise einer Kenntnis der Literatur und der neueren Problemstellungen. Ich gehe daher nicht näher darauf ein.

[3] Weiter südwestlich liegen die ausgedehnten, zweifelsohne den »pontischen« Abtragsflächen zugehörigen Plateauflächen und Rücken der Gegend von Mariathal (gegen 800 *m*). Zwischen sie und die obgenannten schaltet sich, wohl als Mosorrücken, der Zug des Kumberges ein (1219 *m*), der rings von den »800 *m*«-Niveauflächen umgürtet erscheint. Teller vermerkt am Südabfall des Kumberges eine eingeklemmte Scholle marinen Miozäns. Auch hier läßt sich also die Niveaufläche der Faltung gegenüber als jünger erweisen. Die Save schnitt noch 600 *m* tief unter die Plateauoberfläche ein.

[4] Die eingeklemmten Leithakalke und sarmatischen Schichten bei Steinbrück zeigen, daß die miozäne Sedimentdecke tatsächlich beträchtliche Teile der Littaier Antiklinale überdeckt hatte (Teller, 150, p. 284).

Diese Schlußfolgerungen gewinnen eine Stütze aus der Betrachtung des hydrographischen Systems in den Savefalten. Die Save durchzieht das Gebirge im allgemeinen im Bereiche des karbonisch-triadischen Antiklinalkerns des südlichen der beiden Hauptgewölbe der Savefalten (Littaier Antiklinale). Die Sann fließt ihr im Unterlauf unter nahezu rechtem Winkel zu, indem sie die verschiedenen jugendlichen, tektonischen Elemente quert (Senkungsfeld von Cilli, Trojana-Antiklinale, [Schuppungszone am Nordrand der Tüfferer Mulde,] Tüfferer Mulde und Littaier Antiklinale).

Diese Anlage des Flußsystems ist nur durch Antezedenz und Epigenese erklärbar. Save und Sann müssen sich auf dem trockengelegten, obermiozänen Meeresboden entwickelt und sich bei beginnender und fortschreitender Faltung in die aufsteigenden Faltenwälle eingeschnitten haben. Die Sann mußte sich im speziellen in ausgesprochener Antezedenz in die quer über ihren Lauf hinweg sich auffaltenden und schuppenden Zonen einsägen. Daraus folgt schon, daß die Gebirgsbewegungen so langsam und stetig erfolgt sind, daß die Tiefennagung der Flüsse und — da das Endresultat der Abtragung am Ende des Altpliozäns wenigstens in Teilen der Savefalten einer weitgehenden Verebnung entsprach — auch die flächenhafte Abtragung damit annähernd gleichen Schritt zu halten imstande war. Wurde doch die miozäne Sedimentserie[1] über den Antiklinalen vollständig denudiert und sogar die triadische Unterlage ganz allgemein bloßgelegt.

Noch ein weiteres Argument kann gegen eine rasch erfolgte Bildung der »Savefalten« ins Treffen geführt werden. Hätte sich die Littaier Antiklinale in rascher Folge aufgewölbt, die Tüfferer Synklinale in kurzer Zeit eingemuldet, so wäre unbedingt eine Ablenkung und ein Abgleiten der Save aus dem Bereiche der Aufwölbung, wo der Fluß nach Durchsägen der Miozänbedeckung bald auf harte, schwer erodierbare Triaskalke stieß, nach der schon durch die Tektonik notwendigerweise als Depression angelegten und von lockeren Miozänsedimenten erfüllten Tüfferer Mulde erfolgt; und dies selbst unter der (unwahrscheinlichen) Voraussetzung, daß der Fluß der als rasch angenommenen Auffaltung

---

[1] Das Oberoligozän dürfte nur in präexistizierenden Depressionen zur Ablagerung gelangt und sodann schon im Altmiozän beträchtlich denudiert worden sein (Bittner, 31, p. 595). Das Altmiozän, welches transgrediert, ist in der Tüfferer Bucht zweifellos unvollständig (Sandstein von Gouze). Die zweite Mediterranstufe ist in normaler Ausbildung vorhanden; aber auch damals haben scheinbar im Bereiche der späteren Antiklinale Leithakalkbildungen (transgredierend über Grundgebirge) sowohl an der Trojana-, wie an der Littaier Wölbung bestanden, während der synklinale Raum zwischen den letztgenannten durch das Auftreten des Tüfferer Mergels zwischen oberem und unterem Leithakalk ausgezeichnet ist, also schon damals tiefer angelegt war. Das Sarmatische war sowohl in der Tüfferer Mulde, wie in der Littaier Wölbung (Steinbrück: Teller, 150, p. 284) entwickelt. Die miozäne Schichtfolge hat also, wenn auch unter facieller Differenzierung, die Littaier Antiklinale überspannt, wie es auch Tellers Auffassung entsprach.

entsprechend sein Bett cañonartig in die werdende Antiklinale hätte einsägen können.[1]

Die Auffaltung größerer Teile der Savefalten erfolgt demnach während des Altpliozäns, zum Teil noch später weiterwirkend in langsam stetiger Orogenese, mit welcher örtlich sogar flächenhafte Abtragung gleichen Schritt zu halten vermochte.

Ganz eigenartige orotektonische Verhältnisse zeigen gewisse Teile der Savefalten, am schärfsten ausgeprägt deren östliche Ausläufer (Ivanšćica und Rudenzazug, Ravna gora, Orlica, Agramer und Kalniker Gebirge usw. [Kroatische Faltenzüge]). (Vgl. auch C. Diener, 139, p. 299, 140.) Schon orographisch fallen diese Höhenzüge durch ihre schroffe, unvermittelte Erhebung aus niederer Umgebung auf. (Ivanšćica 1061 *m* aus einer Umrahmung von 200 *m*, Agramer Gebirge 1035 *m* aus einer Umgebung von 150 *m*. [Gorjanović-Kramberger, 115, 136 bis 138, Dreger J., 134, 135]). Es ist weiters sehr auffällig, daß gerade an diesen Höhenzügen keine diagnostizierbaren Reste jener altpliozänen Abtragsflächen zu konstatieren sind, die in den Südalpen, den anschließenden Karstgebieten, in Teilen der Savezone und am Ostalpensaum allenthalben auftreten. Und doch müßten sie gerade an den Inselbergen in erster Linie vermutet werden. Denn an diesen in das pannonisch-pontische Becken vorgeschobenen Zügen wäre eine besonders weitgehende Einebnung zu erwarten und durch die in vielen Teilen auftretenden, Relief erhaltenden triadischen Kalke eine gute Konservierung der Abtragsflächen vorauszusetzen. Daß es nicht der Fall ist, muß auf besonderen Ursachen beruhen. Die Gründe liegen meiner Ansicht nach darin, daß die auch einst hier vorhandenen Abtragsflächen durch das Fortwirken der Faltungen in jungpliozäner Zeit mitbetroffen, gewölbt und durch die Erosion zerschnitten und modelliert wurden, wodurch das so einförmige jugendliche Bergrelief entstanden ist, wie es die genannten Höhenzüge aufweisen. Auch ihre so auffällige morphologische Erscheinung findet durch diese Annahme ganz jugendlicher Antiklinalbildung eine befriedigende Deutung.[2]

Prächtige Beispiele antezedenter Taldurchbrüche lassen sich hier anfügen. So jener des Krapina und Ocura potoks durch den

---

[1] Übrigens hat, wie betont, tatsächlich nicht ein solcher Vorgang, sondern eine flächenhafte Abtragung stattgefunden, wie die Verebnungsreste bei Steinbrück und Mariatal und überhaupt die weitgehende Abdeckung des Gewölbekernes vom Miozän anzeigt. Denn bei rascher Aufwölbung und Zertalung hätte zwar ein Einschneiden und Durchsägen der miozänen Bedeckung und ihrer Triasunterlage, nicht aber eine flächenhafte Abtragung der ersteren erfolgen können, wie es der Fall war.

[2] Vorgreifend sei schon hier bemerkt, daß ich die Ursache für die Erhaltung und Entstehung der akzentuierten Reliefformen der genannten jungen Faltenzüge, also für das scheinbare Überwiegen der tektonischen (hebenden) über die erosiven Kräfte darin sehe, daß im Jungpliozän (im Gegensatz zum Altpliozän) die Abtragung unter stetig sinkender Erosionsbasis vor sich gegangen ist.

Ivanšćicazug, welche die jungaufgewölbte Triaszone durchbrechen. Die Wasserscheide des Ivanšćicarückens folgt nur zum Teil dem ausgesprochenen triadischen Hauptrücken (mit den Kulminationen in 1061 *m*, 716 *m*, 847 *m*, 720 *m*, 678 *m*, 591 *m*), sondern liegt in dem südlich anliegenden, niedrigeren, zum Teil stärker abgetragenen und weniger aufgewölbten Miozänmantel (zwischen 400 und 570 *m* Höhe gelegen). Nur Antezedenz in einer äußerst langsam und stetig sich auffaltenden Antiklinalschwelle bietet eine Erklärung hiefür, daß diese kleinen Bäche und Flüßchen, die sich auf dem trockengelegten, pontischen Seegrund in jungpliozäner Zeit neu entwickelt haben, trotz ihrer geringen Wasserführung und trotz ihres Stoßens auf harte Triasgesteine sich der Faltung gegenüber behaupten konnten.

Der geologische Befund bestätigt die Voraussetzung der noch jungpliozänen Auffaltung der östlichen Ausläufer der Savefalten. Die pontischen Schichten, welche die Räume zwischen den jungen Auffaltungen einnehmen, erscheinen in Wellen gelegt, am Rande der letzteren aber steiler aufgerichtet und sogar überkippt.[1] Diese Zusammenstauung hat naturgemäß nicht nur die pontische Hülle, sondern auch die Unterlage, der sie auf- und anliegen, mitbetroffen. Gerade in Kroatien sind ja in neuerer Zeit Anzeichen sehr jugendlicher, sogar quartärer Faltungen und Dislokationen festgestellt worden.[2]

Ich erhalte von der jungen tektonischen Entwicklungsgeschichte der Savefalten den Eindruck, daß hier eine im Abschluß des Miozäns neu auflebende Faltung in stetiger langsamer Wirksamkeit vor sich gegangen ist und unter allmählicher Einengung und Verlegung ihres Wirkungsbereiches bis an das Pliozänende, vielleicht bis ins Quartär Zusammenschub erzeugt hat.

In der steirischen Tertiärbucht (Grazer Bucht) gelang es mir, die Existenz einer die pontische Zeit umfassenden Einbiegungswelle, der im Süden und Südwesten eine breite Aufwölbungszone zugeordnet erscheint, nachzuweisen (33, p. 618, 66, p. 29).

Die Bewegungen haben hier, wie mit Sicherheit ermittelt werden konnte, die pontische Zeit hindurch fortgewährt. Denn die flächenhaft wirksame Abtragung hatte gegen Abschluß der pontischen Zeit bereits eine stark eingeebnete Denudationsfläche geschaffen, welche

---

[1] Nach Gorjanović-Krambergers Karte (115) fallen am Nordsaum der Ivanšćica zum Teil pontische Schichten unter Sarmat, letzteres unter mediterrane Leithakalke, diese schließlich invers unter Oligozän ein.

[2] Ähnliche Überlegungen dürften auch für die in orographischer Hinsicht ebenfalls sehr akzentuierten nördlichen Randzüge der Savefalten am Saume des Pettauer Feldes (Wotsch, Gonobitzer Gora) und vielleicht für die Trojana-Antiklinale Geltung haben, obgleich hier sowohl Intensität als auch Dauer der jungen (postpontischen) Bewegungen eine geringere gewesen sein mag. Es ist bezeichnend, daß gerade im Bereiche der erstgenannten A. Spitz den Verlauf einer sehr jugendlichen, die nachsarmatischen Falten durchsetzenden Längsstörung (Blattverschiebung) postuliert hat (141, p. 286).

über die tiefsten pontischen Schichten und über die oberen sarmatischen Komplexe bis auf das Mittelsarmat übergreift. Unter der spätpontischen Basaltdecke des Hochstraden ist dieses alte, stellenweise von zwischengeschalteten Flußschottern überkleisterte Relief erhalten geblieben. Seine Entstehung ist nur durch ein Schritthalten der Aufwölbung mit der Abtragung verständlich. Und gerade dieser Raum ist noch von namhaften jungpliozänen Bewegungen mitbetroffen worden, die, nach morphologischen Indizien zu schließen, vielleicht noch vom Quartär bis in die Gegenwart fortwirkten. Sichere Anzeichen für eine zeitweilige, vollständige Unterbrechung dieser teils an Brüchen, teils an Verbiegungen sich vollziehenden Bewegungen im Pliozän lassen sich nicht erkennen.

Die Verhältnisse am Nordrande der Grazer Bucht führen zur Annahme einer langdauernden pontischen Einmuldung, die speziell im Nordteil des Beckens ein Fortwähren bis in jugendliche Zeiten erschließen läßt (Winkler, 159).

Unter veränderter erweiterter Begrenzung des Hebungsbereiches und unter der Mitbeteiligung von Brüchen dauerte die Aufwölbung der steirischen Tertiärbucht auch noch in nachpontischer Zeit, wahrscheinlich noch bis in das Quartär (und vielleicht bis zur Gegenwart) fort (A. Winkler, 66, p. 29—30). Ein junger Vulkanismus erscheint diesen Bewegungen zugeordnet (Winkler, 142).

Daß auch die hierzu korrelaten Senkungsvorgänge ein analoges zeitliches Fortwirken unter räumlicher Verlegung erkennen lassen, war bereits früher angedeutet worden.

Auf die vom Mittelmiozän bis wahrscheinlich in die Gegenwart in analoger Weise wirksame, breite Faltung des Posruck-Remschnigg-Radelgebirges und auf die kurze korrelate dauernde Einmuldung des südweststeirischen Beckens habe ich bereits am angegebenen Orte (175) hingewiesen. Nach den Vermessungen der Bergverwaltung Kalkgrub sollen die Verschiebungen innerhalb der letzten Dezennien in diesem Revier meßbare Beträge erreicht haben. Die Bewegungen haben hier offenbar längere geologische Zeiträume überdauert, ohne daß eine Scheidung orogenetischer oder epirogenetischer Phasen möglich wäre.

Die tektonische Geschichte der steirischen Bucht spricht also zugunsten der Annahme fortdauernder tektonischer Aufwölbungen im Altpliozän, mit welchen örtlich und zeitlich flächenhafte Abtragung gleichen Schritt zu halten vermochte, und für deren Fortwirken im Jungpliozän und Quartär (?).

Ein letztes Beispiel sei dem Alpennordrand entnommen. K. Boden hat jüngst den Nachweis erbracht (127, p. 402—408), daß zu Beginn des Obermiozäns im Gebiete der bayrischen Alpen zuerst Faltungen, dann Schubbewegungen aufgelebt sind und eine aus Kalk und Flyschzone vereinigte Scholle über das vorliegende helvetische Gebirge aufgeschoben haben. Der Deckenschub hat die

Bildungszeit der obermiozänen Süßwassermolasse (Flinz und Konglomerat) umfaßt.

Nur mehr ein von der Erosion zerstückelter, verstümmelter Deckenrand erreichte den Außensaum des Gebirges. Im Sedimentbild der Molasse spiegeln sich die stoßartigen, über den Zeitraum des Obermiozäns verteilten Bewegungen durch unvermittelte Einschaltung gewaltiger Blockschuttlagen wieder. —

Ich glaube aus diesen hier in Kürze mitgeteilten Tatsachen den Schluß ableiten zu können, daß der Auffassung, das tektonische Geschehnis sei auf einzelne eng begrenzte Phasen beschränkt, die Annahme einer mehr oder minder kontinuierlichen Gebirgsbildung (auch Orogenese) gegenübergestellt werden kann.

Es ist ein an und für sich schwer verständlicher Gedanke anzunehmen, daß die gebirgsbildenden Kräfte in den in so großer Anzahl angenommener anorogenetischen Zwischenphasen zu jenem hohen Grade von Inaktivität verurteilt gewesen sein sollten, wie er die Perioden tektonischer Ruhe zwischen den Hauptzyklen der Gebirgsbildung (in den Alpen etwa in Trias und zum Teil Jura) charakterisiert hat. Da erscheint es doch naheliegender, innerhalb der großen Zyklen der Faltenbewegungen (letzter Zyklus etwa Oberkreide—Pliozän in den Ostalpen) ein mehr oder minder stetiges Fortwirken der faltenden, schiebenden und aufwölbenden Kräfte vorauszusetzen, welches freilich von Ort zu Ort, von Zeit zu Zeit, an Art der Bewegungsform und auch an Intensität gewechselt haben wird.

Dies regt die Frage an, ob dann der Exsistenz tektonischer Phasen überhaupt jede Berechtigung und Bedeutung abzusprechen wäre?

Ich bin der Überzeugung, daß eine solche Annahme unberechtigterweise an einem hinreichend gefestigten Besitzstand unseres tektonischen Wissens rütteln würde.

Gewöhnlich ist man bei Voraussetzung einer tektonischen Phase nur in der Lage, den Eintritt einer Bewegung mit größerer Genauigkeit festzustellen; seltener besteht die Möglichkeit, auch das Ende der vermuteten Bewegungsphase genau zu begrenzen. Es scheint sich aber zu ergeben, daß eine Neuorientierung des tektonischen Gefüges in großen Teilen des Alpenkörpers gerade in bestimmten Zeiten gleichzeitig eingesetzt hat. Die Angliederung neuer, breiter ungefalteter Sedimentationsräume an den Stamm des Gebirges, die Änderung des Faltungs- und Stauungsbereiches, das Aufleben oder Erlöschen von Brüchen, die Entwicklung von Überschiebungen aus einem vorhandenen Faltenbau, das Ende von Schubbewegungen u. dgl. charakterisiert nach den vorliegenden Erfahrungen mehr oder minder gewisse Zeitpunkte der geologischen Geschichte. Bei dem engen Zusammenhange, der alle Glieder im tektonischen Gefüge eines Gebirges umfaßt (Schwinner, 143, p. 197), erscheint es an und für sich wahrscheinlich, daß jede Erweiterung und Einengung des Bruch-, Faltungs- und Schubbereiches

im allgemeinen auch irgendwie in Änderungen der Bewegungsintensität oder Bewegungsform der übrigen nicht direkt betroffenen Teile zum Ausdrucke kommen wird. Dem unendlich mannigfaltigen tektonischen Einzelgefüge der alpinen Zonen gemäß wird dieser Wechsel auch in sehr verschiedenartiger Art und Weise sich ausprägen. So mag das Aufleben einer neuen, gegen den Außensaum des Gebirges gerichteten Schubfläche, an welcher nunmehr die Hauptdruckspannungen zur Auslösung gelangen, das Erlöschen der bisherigen, weiter im Inneren gelegenen Bewegungsfläche zur Folge haben, ohne daß mit dem Eintritt dieser »neuen Phase« notwendigerweise eine Änderung in der zugrundliegenden tektonischen gesamten Bewegungsintensität der Ostalpen verbunden zu sein braucht. Aber auch ein allmählicher Wechsel der letzteren in Form von in flacher Kurve verlaufenden Schwankungen soll durchaus nicht in Abrede gestellt werden. Der Verlauf der tektonischen Intensitätskurve wird sich aber als Resultante sehr zahlreicher, im mannigfaltig und verschiedenartig bewegten Gebirgssystem verteilter Einzelkräfte nur mehr in groben Zügen rekonstruieren lassen.

Der Eintritt einer neuen tektonischen »Phase« braucht daher meiner Auffassung nach nicht mit einem vollständigen Neuaufleben der orogenetischen Kräfte verbunden zu sein, sondern nur vielmehr eine rasch erfolgende Neuorientierung im tektonischen Gefüge anzudeuten, die naturgemäß für die betroffenen Teile auch eine geänderte Verteilung der Bewegungsintensitäten und der Art ihrer Auslösung mit sich bringt. Das Einsetzen, An- und Abschwellen sowie Erlöschen der gesamten, die Alpenfaltung erzeugenden Bewegungsgrößen vollzöge sich in übergeordneten, größere Zeiträume umfassenden Wellen.[1]

Im Jungtertiär der Ostalpen gibt sich der Eintritt neuer tektonischer Phasen, deren Bedeutung im vorangehenden genauer abgegrenzt wurde, an der Oligozän-Miozängrenze, an der Basis der zweiten Mediterranstufe, an der Wende von Miozän und Pliozän und wohl auch noch zwischen älterem und jüngerem Pliozän zu erkennen. Ich vermute, daß sich bei eingehenderem Studium noch zahlreichere, wenn auch unbedeutendere Zwischenphasen werden feststellen lassen. Ungeachtet der gewiß nicht gering zu veranschlagenden Bedeutung der tektonischen, orogenetischen Phasen erscheint mir aber die Kontinuität des tektonischen Geschehens, wenigstens für die jungtertiäre Geschichte der Ostalpen, in hohem Grade wahrscheinlich.[2]

---

[1] Auch hier mögen Schwankungen (höherer und niederer Ordnung) konstatierbar sein, die aber meiner Auffassung nach ein An- oder Abschwellen, nicht aber ein vollständiges Erlöschen faltender Kräfte bedeuten.

[2] Die Trennung orogenetischer und epirogenetischer Bewegungen erscheint durch diese Voraussetzungen nicht tangiert, wenngleich manches, aber keineswegs alles, was gewöhnlich unter letztere eingereiht wurde, hier mit F. E. Sueß (17) lieber durch eustatische Spiegelschwankungen erklärt wird. Zwischen orogenetischen und epirogenetischen Störungen würde aber meiner Auffassung nach ein sehr weit-

Das naheliegendste Argument, welches zugunsten einer vielfach ganz unterbrochenen, diskontinuierlichen Gebirgsbildung (Orogenese) ins Treffen geführt werden kann, liegt wohl in dem Auftreten der alten Abtragsflächen, Niveaus und Terrassen, die, durch schärfere Erosionskerben getrennt, auf eine vielfach unterbrochene, durch Stillstandslagen ausgezeichnete Entwicklung hindeuten. Da aber wenigstens die bedeutenderen dieser morphologischen Marken sich oft unbekümmert um die tektonische Teilstruktur über die verschiedensten Zonen der Ostalpen erstrecken, kann irgendeine direkte Beziehung zum lokalen oder regionalen Gebirgsbau meist nicht vorausgesetzt werden. Die morphologischen Leitformen (Hauptoberflächensysteme Klebelsberg's) entsprechen meiner Auffassung nach weitreichenden, allgemeineren Beeinflussungen des Alpengerüstes, welche, wenn sie nicht, wie es mir teilweise wahrscheinlich dünkt, durch eustatistische Meeresschwankungen, so doch durch, vom eigentlichen Gebirgsbau unabhängige, weitreichende Krustenverbiegungen zu erklären wären.

Die zweite Frage, die in diesem Kapitel gestellt wurde, läßt sich dahin beantworten, daß eine scharfe, besonders nach zeitlichen Gesichtspunkten durchgeführte Scheidung orogenetischer und epirogenetischer Bewegungsphasen nicht durchgeführt werden kann, und daß vor allem auch faltende und bruchbildende Vorgänge in stetigem, wenn auch durch wechselnde Intensität und wechselnden Wirkungsbereich ausgezeichnetem Schaffen durch geologische Perioden hindurch fortgewirkt haben.

Ich möchte am Schlusse dieses Kapitels die Worte setzen, welche der so ausgezeichnete Beobachter und Forscher F. Teller in seinem letzten großen Werke über die Karawanken auf Grund einer auf dem Boden der unmittelbaren Beobachtung erwachsenen Erkenntnis über die Kontinuität der Gebirgsbildung (151, p. 108) zum Ausdruck gebracht hat:

»Das Vordringen der Massen gegen die Ortsbrust,« (beim Bau des Karawankentunnels), »also gegen das noch nicht aufgeschlossene Gebirge hin, wurde zu einer Zeit konstatiert, wo die Aufschiebung der obercarbonischen Schichten auf die nordwärts vorgelagerten Triasbildungen noch nicht bekannt war. Nach dem Aufschluß der Mittelregion des Tunnels verlor die Erscheinung ihren befremdlichen Charakter. Denn es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß dieselbe mit dem allgemeinen tektonischen Bau der Gebirgskette ursächlich verknüpft ist und daß wir hier noch die Kräfte fortwirken sehen, welche die obercarbonischen Schichten zu steilen Falten aufgestaut und nach Norden überschoben haben.«

---

verbreiteter Bereich »synorogenetischer Bewegungen« im Sinne Stille's sowohl in räumlicher, als auch in zeitlicher Hinsicht alle erdenklichen Übergänge bilden. Orogenese und Epirogenese wären auch gleichzeitige und beide dauernd wirksame Ausdrucksformen verschiedenartiger tektonischer Bewegungstendenzen. Die scharfe zeitliche Begrenzung der Orogenese erscheint dieser Auffassung zufolge abgeschwächt.

2. Der zeitliche, tektonische Entwicklungsgang der Ostalpen im Jungtertiär.

Der tektonische Entwicklungsgang der Ostalpen läßt sich dahin zusammenfassen, daß in älteren Bildungsphasen (Oberkreide, Alttertiär, zum Teil auch Miozän) Faltungen und Überschiebungen eine sehr wesentliche Rolle gespielt haben und daß im Laufe des Miozäns, besonders aber im Pliozän Schollenbewegungen mit vorherrschend vertikaler Tendenz, Flexuren und Verbiegungen in den Vordergrund getreten sind. Auf die Bedeutung der jugendlichen, wenn auch, wie sich immer mehr zeigen wird, im einzelnen sehr mannigfaltigen Aufhebung der Ostalpen habe ich bereits im Jahre 1914 in meiner Arbeit »Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen« hingewiesen: »Diese Angaben bekräftigen die Annahme einer jugendlichen, nach Entstehung der Verebnung eingetretenen Gesamtbewegung der kalkalpinen Zone« (p. 300). Desgleichen habe ich eingehend die mit Faltungen und Brüchen kombinierte, vorherrschend junge Aufwölbung der östlichen Zentralalpen und ihre engen Beziehungen zur Entstehung der Savefalten hervorgehoben (l. c. p. 303—307).

Diese Voraussetzungen wurden von F. Machatschek akzeptiert (5) und erscheinen auch von E. Brückner in dessen eben publizierter Mitteilung vertreten (8, p. 103).

Außer dieser zeitlichen Entwicklungstendenz der jungen alpinen Tektonik muß aber auch noch eine räumliche Differenzierung beachtet werden. Sie besteht darin, daß in den inneren Teilen ganz im allgemeinen die Tendenz zu intensiven Schub- und Faltenbewegungen früher erlischt und Störungen, die auf geringere Beteiligung tangentialer Pressung schließen lassen, an ihre Stelle treten (Bruchfalten, Flexuren, Brüche),[1] während echte Faltung und Schub vorwiegend auf die äußerste Randzone des Gebirges beschränkt erscheint. Schließlich kann ausgesagt werden, daß die faltenden Bewegungen, wie die Intensität tektonischer Störungen überhaupt, in westlichen Teilen der Ostalpen an Ausmaß und an Jugendlichkeit jene der östlichen Teile übertreffen. Dies gilt sowohl für den Nord-, als auch für den Südrand der Ostalpen. Die Savefalten nehmen als eine bis in die jüngsten Zeiten besonders labile Stelle der Erdkruste eine Sonderstellung ein.

Die Tatsache, daß die Ostalpen im mittleren Miozän im Bereiche ihrer beiden Kalkzonen und wenigstens in dem östlichen Teil der Zentralzone küstennahen Abtragsflächen und Hügelländern entsprachen, daß die altpliozänen, flächenhaft verbreiteten Einebnungen im allgemeinen nur mehr als breiterer Saum den Gebirgsfuß eingenommen haben und daß schließlich die Erosion in spät- und postpliozäner Zeit auch noch den Gebirgsrand tief zergliedert

---

[1] Siehe auch F. Machatschek, 6, p. 280 ff., A. Winkler, 14 und 96, p. 115.

hat, zeigt deutlich, daß trotz des unverkennbaren Abflauens der Alpenfaltung im Obermiozän und besonders im Pliozän das vertikale, allerdings sehr ungleichmäßige und alten Bewegungstendenzen entsprechende Aufsteigen der Alpen immer größere Bedeutung erlangt hat.

Nicht die an tektonischem Kraftaufwand so überragenden Schub- und Faltenbewegungen der Oberkreide, des Alttertiärs und Miozäns sind es gewesen, welche die stolze, ihre Umgebung so bedeutend übertreffende Überhöhung der Ostalpen geschaffen haben, sondern die nachfolgenden mit dem Abklingen von Schub und Faltung parallel laufenden, überwiegend vertikalen Schwellungen. Die weitverbreitete, wenn auch nicht ungestörte Erhaltung miozäner Abtragsflächen (speziell Plateauoberflächen der nördlichen und nur zum Teil der südlichen Kalkalpen) in den Ostalpen erweist, daß die Bewegungen, denen sie ihre Höhenlage verdanken, innerhalb der einzelnen Schollen oft Blockaufwölbungen entsprochen haben.[1]

Das tektonische Bild des Außensaumes des Gebirges zeigt aber anderseits sowohl am Nord-, als auch am Südfuße der Alpen, daß noch im jüngeren Miozän randlich sehr bedeutende Schubbewegungen (Aufschiebung der kalkalpinen Zonen über ihre miozäne Vorlage) eingetreten sind. Daraus folgt, daß die schollenartig emporgewölbten kalkalpinen Einheiten an jungen Schubflächen, oder an Randfaltungen und Flexuren, nur zum geringen Teil auch an Brüchen über die Vorlagen überhöht worden sind. Die Streifen randlicher Schub- und Faltenbewegungen sind gleichsam auch die Auslösestellen für die aufsteigende Bewegungstendenz der inneren Schollen.

Diese Anschauungen lassen durch neuere Untersuchungen am Nordalpensaum eine Bestätigung erkennen. Im Außensaum der niederösterreichischen Kalkalpen haben H. Vetter's und G. Götzinger's Untersuchungen den Beweis für junge Schubbewegungen, »für ,die Existenz' einer einheitlichen, Melker Sand und Schlier in noch unbekanntem Ausmaß überschiebenden Flyschdecke« ergeben (144, p. 35).

Es haben hier am Alpensaume sehr bedeutende Verschuppungen an der Grenze von Flyschzone und Miozänvorland noch

---

[1] Mit gegenseitigen Verstellungen der einzelnen Schollen, Verbiegungen, Loslösung an Brüchen, Verschiebungen an Faltenbrüchen und selbst Faltungen und Schuppungen. Einzelheiten über die Art und den Verlauf der Teilstörungen, welche die große Aufwölbung der nördlichen Kalkalpen begleiten, sind in Machatschek's Monographie der Salzburger Kalkalpen (6), in Götzinger's Arbeit (145, p. 55) und Bädeker's Studie über die östlichen Teile der Nordalpen (147, p. 70 ff.) enthalten. Vgl. auch O. Ampferer (1), E. Brückner (8).

Aus den südlichen Kalkalpen lassen Kossmat's (3, 104, p. 123) und eigene Studien (14, 15, 105) sowie R. Schwinner's (12) »Suganer Monographie« die tektonischen Teilbewegungen erkennen, die mit der Höhenschaltung des Gebirges verbunden waren. Vgl. auch F. Leyden (146).

in jüngermiozäner Zeit stattgefunden, welche Bewegungen jedenfalls gleichzeitig mit der Höhenschaltung der prächtigen, ältermiozänen Abtragsflächen in den Kalkhochalpen erfolgt sind. In den Salzburger Kalkalpen ist Machatschek in seiner grundlegenden morphologischen Monographie, die mir erst nach Abschluß dieser Studie in die Hände kam (5), zu Resultaten gelangt, die sich mit der hier vorgetragenen Auffassung decken. Auch er betont, daß die erneuerte Hebung der nördlichen Kalkalpen im Westen und im Osten wohl schon im Miozän, im Westen also »vermutlich als Begleiterscheinung der horizontalen Bewegung« begonnen hat. Dies wird meiner Auffassung nach allerdings, wenn auch im abgeschwächten Maße, für den Osten Geltung haben müssen, wie die erwähnten Resultate Götzinger's und Vetter's, die Bohrung im Korneuburger Becken bei Wien (steil aufgerichteter Schlier am Rand der Flyschzone!)[1] und Slanar-Stummvoll's Studien in den niederösterreichischen Voralpen schließen lassen (in 8, p. 101).

Nach G. Götzinger (mündliche Mitteilung in einem Vortrag an der Geologischen Bundesanstalt) wäre auch bei Salzburg die Grenze zwischen Flysch und Jungtertiär als Schubstauung zu deuten.

Daß in den bayrischen Alpen bedeutende jungmiozäne Überschiebungen erweisbar sind, habe ich schon früher hervorgehoben. Die horizontalen Bewegungen haben hier das Miozän sogar überdauert.[2]

In den östlichen Südalpen muß die erste Aufwölbung der Julischen Alpen und der anschließenden Karnischen Alpen gleichzeitig mit ihrer Randüberschiebung an der (ober-spätmiozänen) piega faglia periadriatica über die vorliegende, noch Altmiozän umfassende Zone erfolgt sein. Schollenzerteilungen und Schuppungen haben im höheren Miozän auch noch in die inneren Teile der Julischen Alpen eingegriffen, und es ist bezeichnend, daß gerade entlang dieser Streifen jugendlicher, tangentialer Dislokation die Reste der ältermiozänen Abtragsflächen fehlen. Bergrücken, oft mit scharfen Gratformen versehen, der Richtung der jungen Schuppung in ihrer Längsrichtung folgend, herrschen hier vor (Stol. Montemaggiorezug, Mt. Musikette als tektonische Fortsetzung der Julischen Außenzone, der Mojstrokastörung paralleler Kamm des Grintouc usw.). Nähere Angaben hierüber finden sich in meiner Arbeit über den Bau der östlichen Südalpen (14).

Am Ostsaume der Alpen herrschen im Gegensatz zu den am Nord- und Südabfall erkennbaren Erscheinungen vertikale Abbrüche, wie sie die von Götzinger (155) und Bädeker (147) trefflich illustrierten staffelförmigen Aufstiege der gehobenen Kalkalpen am Rande der inneralpinen Wiener Senkung aufzeigen, oder

---

[1] H. Vetters, Jahresber. der Geol. Bundesanstalt pro 1922. Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1923, H. 1.

[2] Altbekannte Faltung der obermiozänen Molasse und Überschiebung durch das Oligozän. (Weithofer, 151, p. 120.)

Schrägstellungen (einseitige Hebung), wie sie meiner Ansicht nach am Ostabfall der Koralpe gegen das steirische Becken vorliegen (32, p. 316). Jenseits der Koralpe schaltet sich ein ausgesprochenes, noch von jungmiozänen Faltungen betroffenes Senkungsfeld (Lavantaler Mulde),[1] durch eine scharfe Dislokation vom Stamm derselben getrennt, in die östlichen Zentralalpen ein. Es ist nur eine Separatmulde jenes viel ausgedehnteren, südkärtnerischen Senkungsfeldes, welches seit alten Zeiten, bis in das Pliozän hinein, vorwiegend senkende Tendenzen bewahrt hat.

Der Ostabbruch der Hauptzone der Südalpen (Steiner Alpen) zeigt wieder eine stärkere Betonung tangentialer Kraftwirkungen, wie sie vor allem in der zur Absenkung parallelen Einfaltung oligozäner und auch in der Zusammenstauung miozäner Schichten zum Ausdruck kommen.

Aus diesen Darlegungen geht hervor, daß im Ostalpenbereiche die miozäne »Aufwölbung« der Alpen noch mit den mehr oder minder kräftigen Äußerungen tangentialer Druckkräfte in Kombination getreten ist.

Im Pliozän erweist sich das Bewegungsbild der Ostalpen in viel stärkerem Grade durch das Vorherrschen vertikaler Aufwölbung mit randlichen Flexuren oder Brüchen, welch letztere auch im Innern nicht fehlen, charakterisiert.

Die ungefaltete Lagerung[2] des Jungmiozäns im inneralpinen Wiener Becken und im Hauptteil der steirischen Bucht zeigt, daß wenigstens an der Ostabdachung der Ostalpen die faltenden Kräfte nahezu erloschen waren (mit Ausnahme der Savefaltenzone). Nur breitwellige Aufwölbungen und Einmuldungen sind hier noch im Pliozän erweisbar (breite Gewölbe der steirischen Bucht, Wellungen im Wiener Becken. [Petrascheck, 72, p. 1, Böckh, 153]).

Die Reste der noch in den Ostalpen fortwirkenden tangentialen Spannungen, die auf einen seitlichen Zusammenschub hinzielen, kommen an den sowohl die Südalpen als auch die Nordalpen begrenzenden Randflexuren oder Kniefalten (in den bayrischen Alpen und Venetianer Alpen selbst noch an Überschiebungen) zum Ausdruck. Auch die pliozäne Schub- und Faltentektonik der Savefalten ist hier anzureihen.

Am Südsaume der Alpen ist schon durch die Untersuchungen von Penck und Brückner die Existens einer Pliozän und Quartär umfassenden, sehr bedeutenden Aufwölbung des Gebirgsfußes (und

---

[1] H. Höfer hat schon von hier Faltungen beschrieben (39).

Ihre große Bedeutung und allgemeine Verbreitung sowie ihr Ausmaß ergibt sich erst aus K. Beck's Studien (148, p. 14). Er hat gezeigt, von welch bedeutendem Zusammenschub noch die jüngermiozänen Ablagerungen betroffen wurden.

Auch W. Petrascheck hat auf Störungen der Flötzbildungen aufmerksam gemacht.

[2] Von untergeordneten Wellungen abgesehen.

der Südalpen überhaupt) an der Alpenrandflexur festgestellt worden, mit welchem Vorgange die tiefe Absenkung der friaulisch-venezianischen zeitlich zu parallelisieren ist.[1] Die neueren Untersuchungen von G. Dal Piaz (109, p. 36, 108, p. 36, 60), von R. Fabiani (110, p. 39, 154), G. Stefanini (9) und J. v. Pia (111) haben die große Bedeutung der allerdings im einzelnen komplizierter gebauten, randlichen Kniefalten, an welchen die große Aufwölbung der inneren Gebirgsteile im allgemeinen erfolgt ist, und somit das Vorhandensein einer die Randzonen umfassenden, sehr jugendlichen, zum Teil erst nach dem Unterpliozän eingetretenen Faltentektonik aufgezeigt. Der Verlauf der girlandenartig aneinandergereihten Bögen von Kniefalten, an denen noch obermiozäne Sedimente (bei Cornuda noch marines Unterpliozän), steil oder sogar überkippt zur vorgelagerten padanischen Senkung hinabtauchen, während die altpliozänen Abtragsflächen oft in über 1200 *m* Seehöhe am Gebirgsrand abbrechen, bietet ein imposantes tektonisches Bild. Die Südalpenrandflexur beginnt im Osten mit den jungpliozänen Flexuren des Birnbaumer und Ternovaner Waldes, setzt sich weniger ausgesprochen in der Zone des »Rovesciamento pedemontano« Marinelli's[2] in Ostfriaul fort und findet zweifelsohne ihre Verlängerung in den bogenförmig aneinanderschließenden Kniefalten zwischen dem Tagliamento, der Meduna und dem Lago S. Croce, die Stefanini in Profil und Karte so anschaulich geschildert hat. Die steile Randfalte der Belluneser Voralpen, die auf Dal Piaz' Profilen so sinnfällig hervortritt und die ich auch im Jahre 1917 auf Touren genau kennenlernen konnte, schließt sich unmittelbar an. Sie setzt sich, wie auch R. Schwinner (12) betont, westwärts in der Alpenrandflexur südlich des Grappamassivs und schließlich in die Hauptrandflexur der Sieben Gemeinden mit der postmiozänen Überschiebung von S. Orso fort.

So wie die Senkung, die dieser tektonischen Leitzone vorliegt (friaulisch-venezianische Ebene, padanische Senkung der italienischen Geologen), durch sekundäre, aus derselben auftauchende Falten gegliedert wird (Montello-Antiklinale, Antiklinale im Konglomerat von Ostfriaul, aneinandergereihte miozäne und pliozäne Aufbrüche aus der Ebene südlich Udine usw.), so erscheint auch der im großen und ganzen emporgewölbte Stamm der Südalpen durch Teilmulden gegliedert. Auch deren Weiterbildung ist bis in die jüngsten (spätpliozänen und sogar quartären) Zeiten sichergestellt. Hier wäre im Osten auch eine dem mittleren Isonzo-

---

[1] Eingehende Angaben in Winkler: Bau der östlichen Südalpen (14).

[2] Die Kritik G. Dainelli's (107, p. 100) kann ich nicht vollständig teilen. Die am Kreidemassiv des Domes von Tarcento deutlich erhaltenen altpliozänen Abtragsflächen treten in 700 *m* Höhe hier fast unvermittelt an den Gebirgsrand heran, an dessen Saume steil aufgerichtete oder überkippte Eozänbänke vorherrschen. (Marinelli, 106, p. 97, siehe auch meine Bemerkungen in 14.) Hier muß doch die Existenz einer, wenn auch vielleicht in Einzelelemente aufgelösten Randflexur vorausgesetzt werden, wie Marinelli annahm.

gebiet und unteren Idricagebiet entsprechende Absenkungszone hervorzuheben, auf die ich schon früher hingewiesen habe.

Weiter im Westen entspricht vor allem die Belluneser Synklinale einer bis in jugendliche Zeiten aktiven Einmuldung. Schwinner (12) setzt dasselbe auch für ihre westliche Fortsetzung in der Valsugana voraus,[1] in welcher Gegend schon die tiefeingefalteten und eingeklemmten marinen Miozänbildungen junge Störungen erweisen (155). Schwinner nimmt das Fortwirken, beziehungsweise Wiederaufleben sehr namhafter Störungen noch in ganz jugendlichen Zeiten (Quartär) an.[2] Die Belluneser Voralpen, welche im Süden von der Alpenrandflexur, im Norden von der Belluneser Synklinale begrenzt werden, entsprechen demgemäß einer noch im höheren Pliozän in Auffaltung begriffenen Antiklinale mit flacherem Nord- und steilerem Südflügel. Auf diesem Umstand ist meiner Ansicht nach das Fehlen der sowohl im Osten (Bosco del Consiglio), als auch weiter im Westen (prächtige, hochgelegene Ebenheiten am Col Caprile und in den Lessinischen Alpen) so deutlich entwickelten, hohen, meiner Ansicht nach altpliozänen Abtragsflächen im Bereiche der Belluneser Voralpen zu erklären. Sie sind vermutlich auch hier zur Ausbildung gelangt, sind aber durch die an die junge Faltung anschließende Erosion vernichtet worden.[3] Jüngster Faltenbau hat hier auch das junge morphologische Leitelement überwältigt.

Die Bedeutung pliozäner Bewegungen äußert sich auch am Ostrande der Südalpen. Die Steiner Alpen, der östlichste, noch durch Hochgebirgsmerkmale ausgezeichnete Eckpfeiler der Südalpen, hat sich an einer Kniefalte über das vorliegende Miozän des Laibacher Beckens (einschließlich der sarmatischen Schichten bei Stein) aufgewölbt (Teller, 29, p. 110). Die Bewegungen haben auch in den Steiner Alpen noch nach Ausbildung der altpliozänen Abtragsflächen fortgedauert. Denn ich vermute, daß letztere den im Südostteil der Steiner Alpen auftretenden breiten Plateauflächen zuzuzählen sind, die einen alten Trockentalboden in über 1300 *m* Seehöhe erkennen lassen.[4] Ihre bedeutende Überhöhung über die Laibacher Senke

---

[1] Indessen stimme ich mit der zum Teil sehr jugendlichen (quartären) Bewertung größerer Störungsanteile nicht ganz mit Schwinner überein.

[2] Was gewiß, wenn auch für das Quartär nicht, in dem von ihm vorausgesetzten Ausmaße zutreffen dürfte.

[3] Auf Grund eigener Begehung der Belluneser Voralpen und des westlichen Gebietes bis zur Brenta, in welchem ich 1917—1918 dreieinhalb Monate (meist in Retablierung im Anschlusse an die Offensive gegen Italien im Herbste 1917) zugebracht habe, kann ich nicht Schwinner's Ansicht teilen, daß die in den Lessinischen Alpen verbreiteten »b«-Flächen und die äquivalenten Niveaus der Belluneser Mulde (zum Teil Brückner's oberen, pliozäner Talboden) dem Altpliozän angehören. Ich halte sie bestimmt für jüngere (etwa mittelpliozäne) Niveaus. Die so prächtig erhaltenen, etwa 1200 *m* hohen Flächen des Grappastockes (Col Caprile usw.), die über 1300 *m* hohen alten Talböden des Col Meneghinigebietes der nordöstlichen Lessinischen Alpen, Vezzinaplateau usw., zähle ich dagegen dem Altpliozän zu. Näheres teile ich in dem Referat über Schwinner's Studie mit.

[4] Hier habe ich 1913 Augensteine gefunden.

(um 800 bis 900 *m*), welche sicher nur zum Teil auf Ausräumung der letzteren zurückgeführt werden kann, läßt ein namhaftes jungpliozänes Störungsausmaß annehmen.

Östlich der Steiner Alpen sinkt das Gebirge staffelförmig nieder, von breiten, stärker denudierten Miozänstreifen durchsetzt, aus welchen Triaszüge emportauchen, die Verebnungsreste tragen. In der an die Steiner Alpen anschließenden Menina und im Boskowetzzuge herrschen noch die hochgelegenen Landschaftsformen wie in ersteren vor; dann aber erreichen die Plateauflächen im Dobrolzuge nur mehr 700—800 *m*, und im Ponigler Triasplateau, nördlich des Cillier Beckens, gar nur 400—500 *m* (Teller, 28, p. 2). Ich glaube annehmen zu können, daß hier die gleichen, altpliozänen Abtragsflächen in einer gegenüber den Steiner Alpen um etwa 800 *m* starken Absenkung auftreten. Daß hier in der Tat sehr jugendliche Senkungstendenzen vorherrschen, beweist die Tatsache, daß das Ponigler Trias-Miozängebiet sowohl im Norden (Schönsteiner Becken), als auch im Süden (Cillier Feld) von einer tiefgreifenden, mit mächtigem jungpliozänen Schotter und Lehmmassen erfüllten Mulde begrenzt wird (28, p. 124).

Das Schönsteiner Becken entspricht einer levantinischen (mittelpliozänen), lokalen Muldensenkung (156, p. 295), deren Südbegrenzung durch einen im geologischen Kartenbild sehr scharf ausgeprägten Bruch gebildet wird, dessen Aktivität noch im Pliozän feststeht. Das Cillier Feld kann aber als streichende Einmuldung am Nordsaum der vermutlich ebenfalls noch im Jungpliozän in weiterer Aufwölbung begriffenen Trojana Antiklinale (nördliche Antiklinale der Savefalten) aufgefaßt werden. Das ausgedehnte Pettauer Feld an der Drau, ebenfalls von mächtigem, jungpliozänen Schotter und Lehmmassen erfüllt, wird schließlich als zugehörige Muldensenke zu der noch im Jungpliozän aktiven Auffaltung des Wotsch-Gonobitzer-Gorazuges (Miozänüberkippung) und der südlich davon gelegenen postmiozänen Überschiebungszone (Heritsch, 120, p. 93) aufzufassen sein. Zwischen diesen jungen, zum Teil faltenden Bewegungen der Savefalten und den gleichzeitigen, vorwiegend vertikalen Schotterverschiebungen der östlichen Zentralalpen bestehen sehr enge Zusammenhänge, wie ich sie schon 1913 in meiner Mitteilung auseinandergesetzt habe, welche Auffassung von A. Spitz (141) weiter ausgebaut wurde. Es handelt sich hiebei in erster Linie um die Anfügung des im Jungtertiär starren, von Sprüngen durchschnittenen Gefüges der östlichsten Zentralalpen an die jungbewegten, sich besonders im Osten lebhaft zusammenschiebenden Savefalten, welche beide zu einer Bewegungseinheit höherer Ordnung vereinigt erscheinen.[1]

[1] Der östlichste Teil der Zentralalpen (Koralpe, Bacher Posruck und anschließende Teile der steirischen Bucht), haben sich aller Wahrscheinlichkeit nach im Fortwirken älterer Bewegungstendenzen noch im Pliozän von ihrer westlichen Fortsetzung (mittelkärntnerisches Grundgebirge und dessen Tertiärhülle) an einer Blattverschiebung abgelöst und gegen die östlichen Savefalten vor-, beziehungsweise

Diesen so ausgeprägten Anzeichen jugendlicher Falt- und Aufbiegungserscheinung am Südalpensaume im Pliozän stehen abgeschwächtere Flexuren jüngsten Alters am Nordalpenrande gegenüber. F. Machatschek (6, p. 283) weist darauf hin, daß die pliozänen Talbodenreste der Salzburger Kalkalpen bis einschließlich der präglazialen ein steileres Gefälle als die gegenwärtigen Täler aufweisen, was er auf den »Einfluß einer allmählich ausklingenden Aufwölbung zurückführt« (p. 283).

Die obermiozän-pliozäne Hebung der nördlichen Kalkalpen »bestand in einer Aufwölbung des Gebirgskörpers mit flacherer Scheitelregion und steilerem Nordflügel«, ist also wohl nur graduell, nicht aber prinzipiell von der viel akzentuierteren und bis in das Quartär (und die Gegenwart) hinein deutlich fortwirkenden südalpinen Gebirgshebung unterschiedlich. Ich bin überzeugt, daß eine Untersuchung auch außerhalb der Salzburger Kalkalpen, in den Nordalpen, in Bälde die Fortdauer der Aufwölbungen im Pliozän wird erweisen können, was übrigens schon die Untersuchungen von Slanar-Stummvoll in den niederösterreichischen Kalkalpen vermuten lassen (8, p. 101).

Einmuldungen (Einwalmungen im Sinne von F. Levy), sowie bruchförmige Schollenzerstücklungen, meist einem Neuaufleben älterer Störungslinien entsprechend, charakterisieren auch die jungtertiäre Hebung der Nordalpen, die sohin ebenfalls als keine ganz einheitliche und gleichmäßige betrachtet werden kann. Im besonderen wäre nach Machatschek vorauszusetzen (5, p. 285), »daß die gesamtalpine Aufwölbung im Bereiche der großen Längstalzone zwischen Kalk- und Gneisalpen durch eine Einmuldung unterbrochen wurde, daß also auf die asymmetrische Geoantiklinale der Kalkalpen eine sehr flache Geosynklinale infolge Abschwächung der Hebung und dann ein neuerliche Aufwölbung in den Gneisalpen gefolgt ist ... und daß auch diese relative Einmuldung sich bis in spätere Phasen der Hebung fortgesetzt hat.«

Die große, im einzelnen so mannigfaltige Aufwölbung des Alpenkörpers, welche im Verlaufe des Miozäns (vorwiegend in den inneren Teilen) und dann im erweiterten und gesteigerten Umfange im Pliozän eingetreten ist und in dieser Phase wohl ihren Höhepunkt erreicht hat, ist für die Entwicklung der Ostalpen zum Hochgebirge naturgemäß von grundlegender Bedeutung gewesen. Denn erst ihrer Wirksamkeit verdanken wir die orographische Individualität, die überragende Höhe und den prächtigen Formenschatz unserer Alpen in seiner Grundanlage (A. Winkler, 13, p. 300), der sodann von den Kräften der Eiszeit (vgl. auch O. Ampferer, 157, und E. Brückner, 18) weiter ausgestaltet wurde.

---

unterschoben (Nordüberkippung am Nordsaum des östlichen Savefaltenzuges). Die Störung dürfte in den Savefalten in eine streichende Dislokation übergehen. Bezeichnend ist es, daß gerade aus diesen zur Drau ausstreichenden jungen Miozänzügen (K. Gorjanović-Kramberger, 62, p. 20) das Vorhandensein von in der Streichungsrichtung erfolgten Paraklasen hervorhebt.

Dies springt deutlich in die Augen, wenn die neuen Forschungsergebnisse berücksichtigt werden, die gezeigt haben, daß die Ostalpen im älteren Miozän und wie ich auch in Übereinstimmung mit F. Machatschek (5, p. 265), F. Leyden (146, p. 29) und G. Götzinger (145, p. 56) annehmen möchte, auch im Alttertiär einem Gebirge von im allgemeinen geringerer Reliefenergie entsprochen haben.

Die Beschränkung, beziehungsweise stärkere Ausbildung der jüngeren Hebung gerade in jenen Räumen, welche in vorangehenden Epochen intensiveren Schub- und Faltungsbewegungen ausgesetzt waren,[1] läßt schließen, daß zwischen der älteren tangentialen Zusammenpressung und dem jüngeren »Aufsteigen« ein innerer Zusammenhang besteht, wie denn auch beide Vorgänge sich in räumlicher und zeitlicher Hinsicht durch Übergänge miteinander verknüpfen. Die überwiegende Aufwölbungstendenz der Ostalpen in jüngeren Zeiträumen ist wohl als isostatische Ausgleichsbewegung nach dem Hauptfaltungsakte aufzufassen, welche das durch die gewaltigen Schübe und Zusammenpressungen gestörte Gleichgewicht der Kruste bei Nachlassen der tangentialen Spannungen mehr und mehr wieder zum Ausgleich bringt; eine Auffassung, die sich von jener A. Heims über die Ursache der jungen Hebung der Schweizer Alpen unterscheidet (45). Ich kann daher nicht der Ansicht beipflichten, daß die jungen Hebungen der Kettengebirge etwa auf versteckte Faltungen in der Tiefe, die sich an der Oberfläche als Aufwölbungen ausprägen, zurückzuführen wären. Denn das Ausmaß des seitlichen Zusammenschubs ist bei diesen jungen Bewegungen ein sehr geringes, lokalisiertes, jenes der Hebung aber ein bedeutendes. Es liegen wohl auch verschiedene Ursachen hier zugrunde.

Aber auch in den Kreis der sogenannten reinen epirogenetischen Bewegungen werden die jungen Aufwölbungen der Ostalpen kaum zu stellen sein, wenigstens wenn man den Begriff so scharf wie Stille (123, p. 195, 124, p. 92), abgrenzt; sind sie ja mit Bruchbildung, Faltung und Schub zeitlich enge verknüpft. Denn das Aufsteigen der Alpen erfolgte nicht nur gleichzeitig mit den letzten Äußerungen alpiner Faltungskraft, sondern auch in örtlichem Anschluß an die letztern, aus ihnen hervorgehend und vielfach wie diese, unbeschadet der vorwiegend hebenden Tendenz, in vielfältige, auch bruchförmige Teilbewegungen aufgelöst.

Die Ostalpen zeigen somit während des Jungtertiärs eine sehr wechselvolle tektonische Entwicklungsgeschichte, deren Auflösung im einzelnen noch sehr zeitraubender, nur im engen Anschluß an minutiöse geologische Aufnahmen durchführbarer Studien bedarf. Die Bahnen, in welche solche Untersuchungen meine Auffassung

[1]) Was aber sicherlich nicht ohne Ausnahmen gültig sein dürfte.

gelenkt haben, habe ich hier auf Grund mehrjähriger, besonders am Ostabfall der Zentralalpen und am Südfuß der Alpen angestellter geologischer Kartierungen auseinanderzusetzen versucht.

3. Die Frage nach dem Anteil regionaler, von der Gebirgstektonik unabhängiger Vertikalhebungen an der jungen Aufwölbung der Ostalpen.

Man könnte, wie es F. E. Sueß in seiner interessanten referierenden Darstellung versucht hat (17, p. 383), auf die Kombination lokaler orogenetischer Vorgänge[1] mit eustatischen Spiegelschwankungen der Meere allein schon die gegenwärtige Höhenlage der Tertiärablagerungen beziehen und aus dem Niveau, in dem sie auftreten, die einstige zugehörige Spiegelhöhe und dort, wo sie ungestört erscheinen, keine nachträgliche Hebung voraussetzen.

In ähnlicher Weise könnte man aus der Niveaulage ausgedehnterer mio- und pliozäner Abtragsflächen (und Abrasionsflächen) unmittelbar die Lage der alten Erosionsbasis ermitteln.

Ich glaube aber, daß die hiedurch an und in der Umrandung der Alpen für das Jungmiozän gewonnenen Durchschnittswerte (mit besonderer Berücksichtigung weniger gestörter Räume von etwa 500 bis 600 *m* absoluter Meereshöhe) nicht allein auf Rechnung der seither erfolgten eustatischen Verschiebung der Strandlinien zurückzuführen sind.

Unter Zugrundelegung isostatischer Vorstellungen, wie sie ja in neuerer Zeit immer mehr auch bei den europäischen Geologen Boden gewinnen, müßten die Ostalpen (und ihre Umgürtung) schon infolge der mit dauernder, starker Abtragung Hand in Hand gehenden Entlastung in stetem Aufsteigen begriffen sein, während naturgemäß in den anschließenden, sich noch mit mächtigen Sedimenten bedeckenden Randzonen fortwährendes Sinken zu erwarten wäre. Der Größenordnung nach können diese isostatischen Ausgleichsbewegungen keineswegs vernachlässigt werden. Zeigt doch das steirische Becken seit dem Ende des Altpliozäns (vom Jungpontikum bis zur Gegenwart) einen auf die Fläche verteilten durchschnittlichen Abtrag von etwa 250 *m*, hier allerdings in leicht erodierbaren lockeren Materialien. Bedeutendere Beträge müssen (gleiche Gesteine vorausgesetzt) seit Beginn des Pliozäns, noch viel gewaltigere seit dem Mittel- oder gar Altmiozän vorausgesetzt werden. Unter der Zugrundelegung isostatischer Erwägungen müßte daher auch ein diesen Abtrag kompensierendes, nicht unbeträchtliches Aufsteigen der Ostalpen — bedeutender in den Zonen stärkerer und länger dauernder Denudation — im Miozän, Pliozän und Quartär erfolgt sein. Die eigentlichen tektonischen Vorgänge, die die Hauptzüge

---

[1] Beziehungsweise damit in genetischem Zusammenhang stehenden, aufwärts gerichteten Schollenbewegungen.

der Akkumulations- und Erosionslandschaften und das Maß ihrer Abtragung, beziehungsweise Zuschüttung bestimmten, sowie die eustatischen (?) Spiegelschwankungen, die der Erosion, beziehungsweise Akkumulation wechselnde Umrisse vorzeichneten, dürften auch die Größe der hier in Betracht gezogenen isostatischen Ausgleichsbewegungen des Alpenkörpers im einzelnen bedingt haben.

Ich glaube also, daß zum Wechselspiel der lokal-tektonischen Kräfte mit den regionalen Spiegelschwankungen der Meere auch noch isostatische Ausgleichsbewegungen infolge Abtragsentlastung, beziehungsweise Sediment - Belastung[1] des Alpenkörpers und seiner Umrandung hiezukommen dürften, welch letztere auf größere Räume hin stetig wirksam sich als ein epirogenetischer Störungsanteil den vorgenannten Phänomenen hinzufügen und eine nicht zu gering zu veranschlagende Mitwirkung an dem weitgehenden Abtrag und an der absoluten Höhe unserer heutigen Alpen im allgemeinen und der mio-pliozänen Ablagerungen und Niveauflächen im Speziellen besitzen.

III. Die morphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen im Jungtertiär.

Die letzten Jahre haben eine Fülle geomorphologischer Studien über die Ostalpen gezeitigt. Wichtige Einzelmonographien, wie die Arbeiten Klebelsberg's über die Lessinischen Alpen (81), Bädeker's über die Schneeberger Alpen (147), Schwinner's über das Suganer Gebiet (12), Machatschek's über die Salzburger Kalkalpen (5), liegen nunmehr abgeschlossen vor. Zusammenfassende Überblicke gewähren die Darstellungen R. v. Klebelsberg's (2), E. Brückner's (8) und F. Leyden's (146). Ich habe nicht die Absicht, den Mitteilungen der Letzgenannten eine neue Synthese folgen zu lassen. Ich werde mich hier vielmehr im wesentlichen an die morphologischen Gliederungen[2] von R. v. Klebelsberg und E. Brückner anschließen und nur hie und da einige Ergänzungen beifügen.

Der morphologische Formenschatz der Ostalpen ist ein im einzelnen so mannigfaltiger und vielfach in verschiedenen Gebirgsteilen wechselnder, daß jede Zusammenfassung naturgemäß eine sehr weitgehende Abstraktion an Einzelheiten bedeutet. Dies scheint mir oft in noch höherem Grade der Fall zu sein, als es in obgenannten Publikationen meistens zum Ausdruck kommt. Ich will

[1] Womit nicht gesagt sein will, daß auch lokaltektonische Vorgänge innerhalb der Alpen, was mir sehr wahrscheinlich erscheint, durch suprakrustale Massenverlagerungen angeregt, isostatisch bedingt sein mögen, wie es F. Kossmat in seiner interessanten Abhandlung »Die mediterranen Kettengebirge« (193) darzulegen sucht. Hier dürften die Untersuchungen über den Zusammenhang von Erdbeben und Schweremessungen, wie sie Kautzky (Vortrag in der Geologischen Gesellschaft Wien, 1924) erfolgreich in Angriff genommen hat, noch interessante Aufschlüsse gewähren.

[2] Denen ich in den Grundzügen nicht in allen Einzelheiten folgen kann.

in der folgenden Übersicht nur wenige morphologische Leitelemente, die sich mir schon bei Betrachtung einer Alpenkarte größeren Maßstabes gleichsam aufdrängen, hervorheben, und will diesen Grundsatz oft auch dort treu bleiben, wo mir auf Grund eigener Untersuchungen eine viel weitergehende morphologische Gleichung durchzuführen möglich wäre.

Selbstverständlich muß bei diesem Vorgang manche bereits gewonnene Erkenntnis vernachlässigt werden und das Bild einen grobschematischen Charakter erhalten. Dieses Übel scheint mir aber geringer zu veranschlagen zu sein als eine zwar sehr weitgehende, aber dem derzeitigen Stande unserer Kenntnisse nicht entsprechende Detailgliederung. In Übereinstimmung mit R. v. Klebelsberg, (2, p. 64—67), möchte ich als Hauptleitformen des ostalpinen Landschaftsbildes erstens ein ältermiozänes und zweitens ein altpliozänes Oberflächensystem besonders hervorheben. Dem ersteren gehören, ganz allgemein gesprochen, die Plateauoberflächen unserer östlichen Kalkhochalpen (speziell der nördlichen Kalkalpen, aber zum Teil auch der südlichen), dem zweiten System ein die Ostalpen umgürtender Saum von Ebenheiten an, die sich vielfach als Terassensystem auch in die Kalkhochgebirge verfolgen lassen.

Das dritte von Klebelsberg speziell hervorgehobene Niveau, das »präglaziale«, lasse ich hier mehr außer Betracht, da mir eine zuverlässige Parallelisierung des im ersten Teile der Ostalpen nachgewiesenen jüngeren Niveaus noch nicht möglich erscheint.

1. Altmiozänes Oberflächensystem.

Eine größere Anzahl von Studien haben die Auffassung von der Existenz eines in das ältere Miozän oder in das Oligo-Miozän vorgelegten Zustandes weitgehender spätreifer, flächenhafter Abtragung der Ostalpen gefestigt. In der kurzen Übersicht, welche E. Brückner eben veröffentlicht hat (8), und in Klebelsberg's[1] obzitierter Arbeit sind die Abtragsflächen des näheren in ihrer Verbreitung angeführt. (Vgl. auch Götzinger, 145; Bädeker, 147; Aigner, 159; Winkler, 13, 15, 112, 175; Slanar, 158; Schmidt W., 187; Lichtenecker in 8, p. 187; Rinaldini in 8; Creutzburg, 161; dazu noch die neuen Arbeiten von Machatschek, 5; Schwinner, 12; und Sölch, 10.)[2]

Ihr Vorkommen ist nunmehr nicht nur in den nördlichen Kalkalpen, wo sie am sinnfälligsten hervortreten, sondern auch im Bereiche der Zentralalpen und der südlichen Kalkalpen (Winkler,

[1] Auf die strittige Frage des Alters der Hochgebirgsformen gehe ich hier nicht näher ein. (Vgl. hierzu Klebelsberg, 2, p. 46, und Brückner, 6, p. 102.)

[2] Hiezu noch die während der Korrektur mir zugekommenen Studien von Heritsch (183) und Rinaldini (190).

15, p. 140—142; Stefanini, 83; Klebelsberg, 2, p. 55) erwiesen. Sie haben verschiedene Namen erhalten (alte Gebirgsoberfläche Klebelsberg's, Firnfeld Niveau (?) Creutzburg's,[1] Dürrnstein-Phase Leyden's usw.).

Nicht nur der Gebirgsrand, sondern zumindest sehr ausgedehnte Teile des Ostalpenkörpers befanden sich damals im Stadium einer Hügelland- oder niederen Mittelgebirgslandschaft.

Als Beweise dafür können bekanntlich nicht nur der nunmehr von zahlreichen Forschern festgestellte »spätreife« Formenschatz, sondern auch die weite Verbreitung der »Augenschotter« gelten, die bei ihrer vorwiegend feinkörnigen Zusammensetzung auf ein geringes Gefälle der sie einst bewegenden Flußgerinne hinweisen. Auch die ältermiozänen Sedimentationsbedingungen stehen damit im großen und ganzen in Übereinstimmung.

Einige Bemerkungen zur näheren Altersbestimmung dieser Abtragsflächen seien hier angefügt. Im Jahre 1914 habe ich mit Rücksicht auf die am Ostalpensaum im älteren Miozän (speziell im Niveau des Schliers!) verbreiteten, vorherrschend feinkörnigen Sedimentbildungen die tief abgetragenen Landschaftsformen der nördlichen Kalkalpen als im Verlaufe des älteren Miozäns entstanden gedeutet, eine Ansicht, die ich auch jetzt noch aufrechterhalte (13, p. 290). Schon ein Jahr vorher hatte G. Götzinger die Ausbildung der Abtragsflächen als oligo-miozän aufgefaßt. Klebelsberg spricht von einem altmiozänen Hauptflächensystem (2, p. 50), Bädeker hält eine solche Zeitbestimmung für die wahrscheinlichste (142, p. 88). F. Machatschek spricht die Abtragsflächen der Salzburger Alpen ebenfalls für altmiozän an (6, p. 264 bis 265), möchte aber vermuten, daß ihre Ausbildung bis in das Oligozän zurückreichen kann. Ähnlich äußert sich J. Sölch (10, p. 174).

Ich möchte es mit F. Machatschek für wahrscheinlich halten, daß die alttertiären Gebirgsbewegungen, gleichzeitig mit der morphologischen Ausgestaltung des Gebirges[2] fortwirkend, niemals ein Alpenbild von Hochgebirgscharakter, sondern nur Mittelgebirgs- und Hügellandschaftsformen geschaffen haben. Dadurch wären naturgemäß, als es schließlich zur Ausbildung und Entstehung der ältermiozänen Abtragsflächen kam, keine so übermäßigen Erosionsleistungen zu vollführen gewesen, wie sie unter der Voraussetzung einer »Einebnung« oder auch nur späteren Ausreifung eines durch Gebirgsbildung angelegten alttertiären Hochalpenreliefs nötig gewesen wären.[3]

---

[1] Das aber schon höhermiozän sein dürfte, was vielleicht auch für Teile von Klebelsberg's »alter Gebirgsoberfläche« gilt.

[2] Wie auch von F. Machatschek vorausgesetzt wird.

[3] Dennoch erscheint mir die Voraussetzung Sölch's, daß die altmiozäne Abtragslandschaft einer Trugrumpfebene entspräche, 10 (p. 177), zu weitgehend, wie sich auch aus folgenden Bemerkungen ergeben wird.

Dennoch glaube ich aber nicht annehmen zu können, daß das morphologische Formenbild, wie es uns in den in Frage stehenden Abtragsflächen aus dem Miozän erhalten ist (ganz abgesehen von seiner jüngeren teilweisen Umformung), bereits auf oligozäne Abtragungsvorgänge unmittelbar zurückzuführen ist. Ich glaube sogar, daß im Verlaufe des Oligozäns und Altmiozäns — einem geologisch sehr langen Zeitraum — nicht unbeträchtliche Änderungen im Gebirgsrelief und auch im Wechsel von vorwiegender Tiefennagung und Lateralerosion vor sich gegangen sind.

Im besonderen haben mich meine Untersuchungen im Südwestteil (175) der steirischen Bucht, über die ich demnächst eingehender berichten werde, darin bestärkt (112).

Die große Mächtigkeit, die die älteren Miozänsedimente in der steirischen Bucht (basale marine Mergel und Sandsteine, Schlier, beziehungsweise die fluv. limn. Äquivalente, Radelschutt und Eibiswalder Schichten) aufweisen und die ich auf gut 1500 bis über 2000 *m* schätze, die durch Bohrungen als äußerst mächtig erwiesenen Schlierbildungen des Alpenvorlandes und die nach Stefanini 1000 bis 1500 *m* mächtigen Altmiozänsedimente des friaulischen Außensaumes beweisen unzweideutig, daß im Verlaufe des älteren Miozäns von den Alpen sehr bedeutende Schuttmengen langsam und stetig abgeführt worden sein müssen. (Vorwiegen feinkörniger Sedimente, jedoch an der Basis meist gröber.[1])

Bedenkt man, daß die Außerkraftsetzung des alten Abtragsreliefs vermutlich zeitlich mit jenem Zeitpunkt übereinstimmen wird, an dem in den Sedimenten der Alpenumrahmung grobklastische Schichtgebilde herrschend werden, d. i. vor Beginn der 2. Mediterranstufe, so wird man auch den überlieferten Zustand des alten Formenkomplexes, wie er aus unserer Beobachtung jetzt erschlossen werden kann, an den Abschluß des Altmiozäns versetzen müssen. (Unmittelbar vor der 2. Mediterranstufe, beziehungsweise vor den als ihre Basalbildung angesehenen Grunderschichten.)

Trägt man die am Alpenrande fast ringsum verbreiteten enormen altmiozänen Schichtmächtigkeiten auf den Ostalpenkörper, und zwar über das Niveau der alten Abtragsflächen auf, so gelangt man zur Erkenntnis, daß die Hauptoberfläche des ausgehenden Alttertiärs im allgemeinen wohl einige hundert Meter über dem »altmiozänen Oberflächensystem« gelegen war.

In dem Südwestteile der steirischen Bucht ergab es sich mit Sicherheit, daß zu Beginn des Miozäns ein recht akzentuiertes Relief bestanden hat. An steilen Hängen herabkommende Wildbäche

---

[1] An der Basis des steirischen Miozäns habe ich flyschähnliche marine Schichten nachgewiesen (= basale marine Mergel. Winkler, 33, p. 515 ff). Analoge Gesteine hat Teller an der Basis des Miozäns, ihren Flyschcharakter hervorhebend, aus den Savefalten namhaft gemacht (= Sandstein von Laufen F. Rolle's). Teller, 28, p. 105.

ließen zunächst ganz gewaltige Blockschuttablagerungen entstehen,[1] mit Riesentrümmern, lange Zeit für Erratikum gehalten, versehen. Auch die vordringenden Fluten des älteren Miozänmeeres zeigen anfänglich sehr grobkörnige Sedimentbildungen (Konglomerate, Sandsteine etc.) und weichen erst allmählich sehr foraminiferenreichen, feinkörnigen, in etwas tieferem Wasser entstandenen Schlierbildungen. Die damals nahe dem Gebirgsrande entstehenden gleichaltrigen, fluviatilen und limnischen Eibiswalder Schichten überkleiden ein ausgesprochenes Mittelgebirgsrelief, steile und tiefe Erosionsrinnen ausfüllend (35, p. 1).

Die fortschreitende Abtragung der dem steirischen Becken anliegenden Teile der Zentralalpen spiegelt sich meiner Ansicht nach in dem steten Feinerwerden der Sedimente im Verlaufe des Altmiozäns deutlich wieder, deren höchsten Teile gegenwärtig am Rande der Koralpe bereits abgetragen erscheinen, sich aber ganz gut zu den am höheren Abfall dieses Gebirgsstockes sichtbaren alten Niveauflächen[2] hinzu ergänzen lassen. Auf Grund dieser speziellen Beobachtungen und der früher angeführten Erwägungen möchte ich es für richtiger halten, die Entstehung des so ausgeprägten Hauptoberflächensystems unserer Ostalpen nicht in die Oligo-Miozänzeit im allgemeinen zu verlegen, sondern ihre Bildungszeit auf das ältere Miozän einzuengen und die letzte für das heutige Bild maßgebliche Ausgestaltung sogar erst an das Ende dieser Phase, kurz vor dem Anbruch der 2. Mediterranstufe[3] zu verlegen (also an die Wende von Unter- und Mittelmiozän; vergleiche 175). Dabei muß freilich festgehalten werden, daß schon vom Alttertiär angefangen ein Emporwachsen des sich zusammenfaltenden und zusammenschiebenden Ostalpenkörpers bis zu Hochgebirgsregionen sicherlich nicht Platz gegriffen hat.

Eine erfreuliche Bestätigung finden diese Überlegungen in den Ergebnissen des italienischen Forschers G. Stefanini (9, p. 602 und 608) am Südalpenfuße. Stefanini schließt aus der Sedimententwicklung des Miozäns, daß die Ausbildung des alten Abtragsreliefs mit der weiten Verbreitung feinster Sinkstoffe am Meeresgrunde in der Zeit des höheren Altmiozäns, dem »Schlier« entsprechend, zusammenfallen müsse und daß die Epochen des höheren Miozäns eine Verjüngung des Reliefs bedeuten sollen, wie auch aus der weiten Verbreitung grobklastischer Ablagerungen geschlossen wird.

---

[1] Vgl. A. Winkler, 35, 112 und 175, Radelschuttbildungen! Das in 13, p. 263 vermutete jüngere (jungmediterrane) Alter des Radelkonglomerats beruhte auf einem Irrtum (171, p. 87). Südlich und südwestlich des Bachers ist eine analoge, sehr grobklastische, alte Beckenverschüttung erkennbar, deren Entstehung ich auf das Aufleben von Gebirgsbewegungen an der Oligo-Miozänwende zurückführen möchte. Teller hält diese Gebilde für jüngste Sotzkaschichten (28, p. 98).

[2] Diese Niveauflächen sind einseitig schräg gestellt.

[3] Die Grunderstufe nicht als vollständig gleichwertige Etage, sondern nur als Basis der 2. Mediterranstufe aufgefaßt.

Schließlich ist H. P. Cornelius (162, p. 168) auf Grund einer Untersuchung der Gerölle in den oberbayrischen Molassebildungen zu analogen Resultaten gelangt. Die obere miozäne Meeresmolasse (des älteren Miozäns) zeigt neben geringer Geröllgröße (schwache Flußgefälle!) noch eine starke Beimengung zentralalpiner Gerölle[1] auf, was auf einen stark abgetragenen Zustand (geringe Schuttlieferung) des kalkalpinen Durchzuglandes hinweist und die im Gegensatz zu der vorwiegend aus kalkalpinen Schutt zusammengefügten obermiozänen Molasse steht.

Diese Resultate festigen die obgegebenen Deutungen.

2. Reste höhermiozäner Talböden.

Der eingangs gegebenen Richtlinie gemäß sei hier nur kurz darauf verwiesen, daß sich aus verschiedenen Alpenteilen Anzeichen breiter Talböden ergeben haben, die, einige hundert Meter in die alte Landoberfläche eingesenkt, einen längeren Stillstand in den Tiefenerosionen der Flüsse andeuten und in das höhere Miozän verlegt werden können.

Hieher gehören die von mir aus den Julischen Alpen erwähnten Terrassen (15, p. 140), die von Bädeker (147, p. 36) festgestellten breiten Talrinnen in den Schneeberger Alpen und F. Leyden's (152, p. 222), Eckenbergphase (?)[2]

Mit viel größerer Sicherheit kann hier F. Machatschek's »obermiozäner Talboden« eingereiht werden (6, p. 3).[3] Es erscheint mir sehr naheliegend, hier, sofern es sich bei all den genannten Formen überhaupt um zeitlich zusammengehörige Komplexe handelt, Äquivalente der 2. Mediterranstufe zu sehen, einer Phase, die, wenigstens am Ostalpenrande häufig, nach einer basalen Zwischenphase gröberer Schuttablagerungen und Riffbildungen wieder vorherrschend etwas feinkörnige Sedimente am Beckengrunde abgelagert hat (Badener Tegel, mittelmiozäner Schlier, Tüfferer Mergel usw.), also einer Transgression und Hebung der Erosionsbasis entspricht.

3. Das altpliozäne Flächensystem.

Ein zweites an Ostalpen entwickeltes Hauptflächensystem entspricht dem »altpliozänen«, welches, weil jünger, einen besseren Erhaltungszustand aufweist. Im Gegensatz zu den ältermiozänen Abtragsflächen umgürtet es aber nur mehr randlich den Ostalpenkörper; tritt

---

[1] Die aber nach Weithofer u. a. auf eine heute verdeckte Grundgebirgsscholle zu beziehen wären.

[2] Die aber von diesem Forscher für viel jünger gehalten wird.

[3] Creutzburg's Firnfeldniveau (161), ferner von Heritsch (183), Aigner (181) und Sölch (182, 188) namhaft gemachte, zum Teil allerdings zeitlich anders eingeordnete Flächensysteme dürften hier anzureihen sein, insbesondere aber auch die von mir (in 175 und 112) angegebenen jungmediterranen Niveaus.

aber in den anschließenden Teilen des dinarischen Gebirges geradezu als beherrschende Oberflächenform hervor (3, p. 50—53). Sehr ausgedehnte, von Krebs (163, 164) und später von F. Kossmat (3, p. 33) beschriebene Abtragsflächen lassen sich von Istrien und Unterkrain, zum Triester Karst (Küstenkarst), zum Birnbaumer und Ternovaner Karst verfolgen, in welch letzterem ich selbst eingehendere Studien angestellt habe, die zur Auffindung der der Verebnung zugehörigen, 950 *m* hoch gelegenen Augensteinschotterdecke geführt haben (105, p. 126—130). In der Flyschregion von Friaul stärker abgetragen, finden sich die jungen Hochflächen an den Kreidedomen von Tarcento wieder gut entwickelt und setzen sich jenseits des Tagliamento, an den Kreidehöhen, allmählich an absoluter Höhe zunehmend, bis zum Bosco del Consiglio fort. Ich bin der Überzeugung, daß auch diese hier etwa 1200 bis 1400 *m* hoch gelegenen Abtragsflächen[1] dem altpliozänen Flächensystem zuzuzählen sind,[2] da ihre Entstehung nur nach, beziehungsweise während Eintritt der nachobermiozänen Faltung und Abtragung verstanden werden kann.

Die größere Höhenlage, welche das altpliozäne Flächensystem hier und auch weiter westlich aufzeigt, geht mit einer Zunahme der Schroffheit und Steilheit der Landschaftsformen und einer Jugendlichkeit derselben Hand in Hand, wie ein Vergleich des Durchbruchtals des unteren Isonzo mit jenem der Piave und Brenta erkennen läßt.

In den Belluneser Voralpen setzt das Flächensystem aus. Ich zweifle aber nicht, daß die westlich derselben im Grappamassiv (östlich der Brenta), speziell am Col della Beretta und Col Caprile gelegene, prächtig entwickelte Landoberfläche (in 1200 *m* Seehöhe)[3] dem altpliozänen Hauptflächensystem zuzuzählen ist. In ihrem Erhaltungszustand[4] gleicht sie völlig den übrigens auch bis über 1000 *m* Höhe erreichenden Abtragsflächen des Ostens (z. B. an der Ternovaner Scholle). Dann wird schließlich auch die beherrschende Landfläche der Lessinischen Alpen, die Klebelsberg unter der Bezeichnung »Hochflächensystem« hervorhebt, in ihren höheren Teilen (1200 bis 1400 *m*) im allgemeinen noch dem altpliozänen

---

[1] Hier sei auf die wunderbaren, hochgelegenen Abtragsflächen des Bosco del Consiglio östlich des Lago di S. Croce verwiesen. Sie deuten bei einer allgemeinen Höhenlage von 1300 bis 1400 *m* ein altes Relief an, dessen Ausbildung jünger ist als die Grundanlage der postmiozänen Alpenrandflexur, welche das Massiv umgibt. Die alte Oberfläche »schneidet« das im Zusammenhange mit der steilen Aufrichtung des Miozänrandes gefaltete Gewölbe. Das Piano di Cavallo — ein alter Talboden in 1300 *m* — ist ein besonders gut erhaltener Rest. Das Piano del Consiglio mit 1000 bis 1200 *m* Höhe zähle ich einem jüngeren, der Asiagohochfläche der Lessinischen Alpen vergleichbaren Niveau zu.

[2] Klebelsberg möchte sie seinem altmiozänen System zuzählen.

[3] Schwinner vermutet hier sein Niveau *a* (?) (12, p. 45), welchem er ein miozänes Alter zuschreibt.

[4] Ich hatte Gelegenheit, in den Jahren 1917 und 1918 die Gebiete an der Brenta durch über zweimonatigen Aufenthalt genauer kennenzulernen.

Zyklus zuzuzählen sein,[1] während ich die tieferen Teile als jünger betrachte (122).

An der Ostabdachung der Alpen hat Kossmat das altpliozäne Flächensystem (1200 bis 1300 *m* hoch) als beherrschende Oberflächenform des östlichen Teiles der Julischen Alpen erwiesen. Wie schon früher angegeben wurde, halte ich auch die Talbodenreste und zugehörige Oberflächen, die besonders am Südosteck der Steiner Alpen prächtig ausgebildet sind, auf denen ich seinerzeit Augensteine und Bohnerze auffand, sowie die weiter östlich folgenden, gesenkten Staffeln bis zum Ponigler Triasplateau bei Cilli demselben System zugehörig. Auch in den Steiner Alpen treten die Merkmale besonders jugendlicher Schollenverschiebungen ein, wie wir sie besonders vom westlichen Teil des Südalpensaumes betont haben: Junggefaltete (hier sarmatisch-obermiozäne) Schichten, gewaltige Schluchten und unreife Erosionstäler (wilde Feistritzschlucht!), auf langandauernde Senkung deutende Vorlage und junge Talverlegungen.[2] Daher ist die bedeutende Höhenlage der altpliozänen Flächen (über 1300 *m*) in den Steiner Alpen, ebenso wie auch in den östlichen Julischen Alpen (über 1200 *m*) hinreichend im geologischen Bau und Landschaftscharakter gestützt.

Am Ostabfall der Zentralalpen hat schon Sölch vor Jahren (165, p. 2) auf das Auftreten von Abtragsflächen hingewiesen, deren genauere Untersuchung und Altersdeutung vor allem auf Aigner's Studien (65, p. 317) zurückgeht. (700 bis 800 *m* hoch gelegener Formenkomplex.) Eigene Untersuchungen im Südteil des steirischen Beckens ergeben die prächtige Entwicklung des altpliozänen Niveaus am Posruck und Koralpe (35, p. 2).[3]

Am Rande der steirischen Bucht treten die Abtragsflächen in enge Beziehung zu der am Gebirgsfuße hoch ansteigenden pontischen (= altpliozänen) Beckenverschüttung (Hilber, 166, p. 199), was Aigner (65, p. 322) veranlaßte, ihre Entstehung mit dem Abschluß der Sedimentation in Verbindung zu setzen. Meine Studien in der östlichen Steiermark haben sichere Belege für die Mächtigkeit und die weitgehende Zufüllung des steirischen Beckens ergeben. (Bis 600 und 800 *m* Seehöhe.) Hochgelegene Reste der einstigen Schotterbedeckung finden sich an den oststeirischen Eruptivbergen bis über 610 *m* Höhe, und hohe pontische Brandungsterrassen

---

[1] Auch Dr. J. von Pia möchte diese Hauptoberfläche der Lessinischen Alpen von den stärker eingesenkten Formen der eigentlichen Asiagomulde, die etwa 400 *m* tiefer liegen, abtrennen (nach freundlicher mündlicher Mitteilung).

[2] Der Oberlauf des Trockentales bei der Alpe Dol, früher der Feistritztributärs, wird jetzt zum Lucenica p. entwässert.

[3] Hieher gehören auch die ausgeprägten Niveauflächen westlich Deutsch-Landsberg und Schwanberg, besonders jene am Freilandrücken, zwischen Trahütten und Glashütten und am Gressenbergkamm. Auf letzterem Rücken kerben sie auch in höher (bis 1200 *m*) aufsteigende jungmediterrane Schuttbildungen ein, wodurch Heritsch's Auffassung (183) gegenüber ihr jüngeres Alter festgelegt ist. (Vgl. 175 und 112).

erscheinen am Gleichenberger Trachytmassiv (66, p. 11—12). So ist in der steirischen Bucht der Zusammenhang zwischen der altpliozänen Abtragung und der zugehörigen Ablagerung vielfach klarer als anderswo erkennbar.

Über die zum Teil hochgelegenen, Schotterreste tragenden Fluren des Nordostsporns der Zentralalpen[1] gelangt man in das inneralpine Wiener Becken. Auch hier herrschen nach Hassinger's grundlegenden, morphologischen Forschungen pontisch-altpliozäne Abtragsflächen vor, die die beherrschenden Landformen der Wiener Wald-Flyschzone sowie der anschließenden Teile der Kalkzone bilden. Brandungsterrassen (bis über 500 *m* Höhe gelegen) verknüpfen sich auch im Wiener Becken mit den zugehörigen Deltaablagerungen des pontischen Sees (zur Zeit seines Höchststandes). (Hassinger, 19, p. 178, 51.)

Im Bereiche der nördlichen Kalkalpen sind in neuerer Zeit die pontischen Talböden ebenfalls festgestellt worden. Hier wären die von E. Spengler (167, p. 135) aus dem Salzkammergute beschriebenen obermiozän-pliozänen Talniveaus zu erwähnen, die »pontischen« Talböden des Traisengebietes (Slanar-Stummvoll in 8, p. 101) und vor allem das von Machatschek als unter- oder mittelpliozän gedeutete Niveau der Salzburger Kalkalpen, in welcher Zeit dieses Gebirge den »Charakter eines Mittelgebirges mit randlichen Verebnungen im Norden« besessen hatte (5, p. 276). Die bessere Erhaltung und weitere Verbreitung der zugehörigen Talformen wird speziell hervorgehoben.

Aus diesen Angaben leite ich den Schluß ab, daß die lang dauernde pontische Zeit eine Phase weitgehender randlicher Abtragung der Ostalpen und der Anlage breiter Talböden im Innern derselben bedeutet hat. Der bedeutende Effekt der Denudation spiegelt sich in der Mächtigkeit der aufgestapelten pontischen Sedimente wider, deren Stärke an verschiedenen Punkten bis über 800 *m*[2] festgestellt wurde, überall aber eine sehr bedeutende ist. Auch im altpliozänen Erosionszyklus muß die letzte Ausgestaltung der Gebirgsoberfläche erst im weiteren Verlaufe der pontischen Ära, also eine geraume Weile nach ihrem

---

[1] Der Auffassung J. Sölch's (182, 188), daß hier miozäne oder gar oligozäne Oberflächen vorherrschen, kann ich nicht beipflichten. Angesichts der klaren, auch von Aigner betonten Beziehungen der Hauptoberfläche zur pontischen Verschüttung, die einer sehr langdauernden Zeit entspricht, angesichts des in Koralpe und Posruck feststellbaren, pontischen Alters analoger Formenelemente (Eingreifen in jungmediterrane Schotterbildungen, Übergreifen über jungmiozäne Antiklinalwölbungen) und angesichts der schon aus den Miozänmächtigkeiten erschließbaren, eine Erhaltung oligozäner Landformen nicht zulassenden miozänen Abtragung (siehe 175) halte ich die etwa 700 bis 800 *m* hohe Formenwelt des Nordostsporns der Zentralalpen für altpliozän, über die sich allerdings an den Kämmen noch Reste älterer (wahrscheinlich jungmiozäner) Formen erheben dürften.

[2] Was wohl als Durchschnittswert bei feinkörnigerer Sedimentausbildung gelten darf. Auch in Südmähren wurde 800 *m* in Kongerienschichten erbohrt.

Beginn, eingetreten sein (Mittelpontikum), wenn auch die Zerstörung der geschaffenen Landformen sehr wahrscheinlich noch innerhalb des Pontikums, in der Zeit der von H. Hassinger so eindrucksvoll geschilderten »Rückzugsphasen« begonnen hat (Oberpontikum).

Schließlich sei betont, daß das altpliozäne Alter der hier geschilderten Flächensysteme von verschiedenen Forschern in weit entfernten Gebieten unabhängig voneinander festgestellt wurde.

So hat G. Stefanini (9, p. 605—608) am friaulischen Außensaume die Abtragung des hochgelegenen »Altipiani carsici« in das Altpliozän (Piacenzastufe) verlegt, da deren Sedimente (feine Mergel) dem Reliefzustande des Hinterlandes entsprechen, während sowohl Obermiozän als auch jüngeres Pliozän durch grobklastische Ablagerungen vertreten sind.

F. Kossmat hat aus der Tatsache, daß nur die pontische Stufe am Ostalpenrand einer Epoche weitgehender, vorherrschend feinkörniger Sedimentation entspricht (Kongerientegel!) und auf Grund seiner Beobachtungen im Savegebiete die Entstehung der jungen Hauptabtragsflächen in diese Stufe versetzt, worin er durch räumliche und tektonische Beziehungen bestärkt wurde. Zur gleichen Altersdeutung kamen endlich H. Hassinger im inneralpinen Wiener Becken, A. Aigner, V. Hilber (166, p. 194) und ich in der steirischen Bucht. Die engen Beziehungen zum pontischen Ablagerungsgebiet führten vor allem zu dieser Auffassung.

Ein älteres als pliozänes Alter kann demnach für diesen Komplex junger Abtragsflächen durch die neuen Forschungen als völlig ausgeschlossen gelten; ebensowenig kann ein Hinaufreichen ihrer Bildungszeit bis in jüngere Abschnitte des Pliozäns (Mittel-Oberpliozän) nicht vorausgesetzt werden.

Denn die schotterbedeckten oder auch schotterfreien Terrassen, die sich ihrer Höhenlage nach zwischen die sicheren pontischen Niveauflächen und das Quartär einschalten und durch die Fossilfunde im Wiener Becken als mittel-, beziehungsweise oberpliozän erwiesen wurden, reichen nirgends auch nur annähernd zu jener großen Niveaulage hinauf, die noch die altpliozäne Oberfläche charakterisiert.[1] So erreichen die altpliozänen Abtragsflächen am inneralpinen Rand des Wiener Beckens etwa 500 bis 600 *m* Höhe, die mittelpliozänen Laaerbergschotter daselbst nur 260 *m*. Im oststeirischen Eruptivgebiet setze ich die pontische Aufschüttungshöhe mit 550—600 *m* an, während die jungpliozänen Schotterterrassen im selben Raum unter 400 *m* liegen. Im Savegebiete (Savefalten) bleiben die von Teller erwiesenen, im Schönsteiner Becken sogar paläontologisch als mittelpliozän fixierbaren limnischen und fluviatilen Ablagerungen auch mit der größten Aufschüttungs-

---

[1] Natürlich bestehen infolge jüngerer tektonischer Verstellung auch Niveaudifferenzen, die gelegentlich noch recht bedeutend sein können, sich aber dann meist auch im Landschaftsbild besonders ausprägen.

höhe um 100 bis 300 *m* unter den hier etwa 500 bis 800 *m* hoch gelegenen pontischen Abtragsflächen zurück.

Noch größere Niveaudifferenzen können in den übrigen Teilen der Südalpen im allgemeinen zwischen der altpliozänen Landschaft und den mittel-oberpliozänen Terassen vorausgesetzt werden. So zeigt die Abtragslandschaft des Ternovaner Karstes z. B. 950 bis 1000 *m* Seehöhe, das wahrscheinlich etwa mittel-oberpliozäne Čepovaner Trockental dort durchschnittlich nur kaum 600 *m*, die jungpliozänen (präglazialen?) Niveaus etwa 450 *m* Meereshöhe.

Auch das Ausmaß an Abtragung (sowohl der normalen als auch jener, die aus dem Karsterosionszyklus resultiert) ist, gleiche Gesteinszusammensetzung vorausgesetzt, naturgemäß bei den altpliozänen Formenkomplexen ein namhafteres als bei den jungpliozänen Talbodenresten.[1] Letztere haben, wie schon von verschiedenen Seiten erwiesen wurde, mit abnehmendem Alter auch nur in abgeschwächter Weise an den Dislokationen teilgenommen. (A. Penck und E. Brückner, 98, p. 910—912; F. Machatschek, 6; E. Brückner, 8, p. 103; A. Winkler, 105, p. 48 usw.)

Auf Grund dieser Resultate muß die obere Altersgrenze für die Bildung junger, flächenhaft verbreiteter Abtragsformen am Ostalpenrande spätestens mit dem Eintritte des Mittelpliozäns (Levantin), sehr wahrscheinlich aber schon mit jenem des Oberpontikums[2] festgesetzt werden.[3]

4. Jüngerpliozäne Talbodenreste und Niveauflächen.

Die mannigfaltigen Reste alter Talböden, die in Einzelgebieten zwischen dem altpliozänen Flächensystem und den sicheren quartären Terrassen unterschieden werden konnten, lassen untereinander noch keine sichere Parallelisierung zu.

Im Isonzogebiet konnte ich *a)* Andeutungen nur wenig in die pontische Oberfläche versenkter Talbodenreste (jungpontisch?), *b)* ausgesprochen tiefer eingesenkte Trockentalböden (Čepovaner und Batetal), denen auch das altbekannte Vallonetal im Küstenkarst und die von Kossmat (3, p. 38) beschriebene alte Laibachflußrinne Godowitsch-Hotederschitz und die Rakek-Ravnik-Furche zuzuzählen wären, sowie *c)* vermutlich jungpliozäne (altquartär-präglaziale) Leisten[4] feststellen. Die letztgenannten finden sich auch

---

[1] Vgl. A. Winkler, 105, p. 40—41.

[2] Die Abtrennung des Levantins vom Jungpontikum ist vielfach noch eine strittige Frage.

[3] Nur in besonders leicht erodierbaren Gesteinszonen konnten auch noch im Mittelpliozän ausgedehntere flächenhafte Abtragungen sich vollziehen, ferner in dieser Phase und auch bis ins Quartär hinein dort, wo die allgemeine Senkung der Erosionsbasis durch tektonische Einmuldungen kompensiert wurde.

[4] Zum Teil Brückner's oberen pliozänen Talböden entsprechend (98, p. 990).

im oberen Natisonetal und am Tagliamento bei Resiutta, an beiden Punkten durch Konglomeratablagerungen gekennzeichnet.

Die Auseinanderhaltung dieser drei Entwicklungsstadien,[1] von denen ich höchstens das tiefste als dem Quartär zugehörig betrachten möchte, halte ich für den Bereich der Julischen Alpen und Hochkarstgebiete für gesichert.

In den Lessinischen Alpen wären meiner Ansicht nach Teile von R. v. Klebelsberg's Hochflächensystem sowie sein trambillenisches System in das jüngere Pliozän-Präglazial einzureihen.[2]

In den Savefalten sind mittelpliozän-levantinische Schotterfluren festgestellt (Teller, 46, 28, p. 124—131).

Sehr zahlreich und zum Teil weitgehender untersucht sind die Reste postpontischer, vorquartärer Fluren im steirischen Becken. V. Hilber hat schon 1913 auf ihr Auftreten und morphologische Bedeutung für die Formengliederung des Tertiärhügellandes aufmerksam gemacht (168, p. 7—10), F. Heritsch hat in seiner vor kurzem erschienenen »Geologie der Steiermark« viele neue von ihm gemachte Beobachtungen in übersichtlicher Weise zusammengestellt (38, p. 61—68). Hilber unterscheidet sechs sichere vorquartäre Stufen, F. Heritsch (168, p. 63) zehn tertiäre, vorquartäre Talböden, wovon wohl *A* bis *C* vorpontisch sind.

In der Oststeiermark habe ich mich sehr eingehend gelegentlich der geologischen Neuaufnahme dieser Gebiete mit der morphologischen Gliederung des jüngeren Pliozäns befaßt. Hier sind nicht nur deutlich ausgeprägte Erosionsterrassen und Ecken (J. Sölch, 11), sondern vor allem gewaltige, ausgedehnte, bisher in der geologischen Literatur noch gar nicht gewürdigte jungpliozäne Schotterfelder und Fluren erwiesen worden (Winkler, 66, 189). Sie bedecken, wie dort schon die ungarischen Geologen zum Teil richtig erkannt haben, auch sehr ausgedehnte Teile des südlichen Burgenlandes und Westungarns und begleiten Raab und Mur. In der Südoststeiermark (und im südlichen Burgenlande) kann als morphologische Ausgangsform, die den letzten (lokalen) geographischen Zyklus eingeleitet hat, eine etwa 400 bis 450 *m* hoch gelegene, prächtig erkennbare Abtragsfläche gedeutet werden, der ich levantinisch-mittelpliozänes Alter zuschreibe und die ich als Niveau IV bezeichnet habe[3] (66, p. 21). Sie ist hier im Osten durch flächenhafte Abtragungen gekennzeichnet (prachtvolle Einebnung paläozoischer Schieferberge und Tuffhügel). Die folgenden jüngeren Niveaus, vor allem VII bis IX, sind sowohl an der Raab und ihren Nebenflüssen

---

[1] Siehe 105.

[2] Wenn man, wie ich glaube, die »alte Gebirgsoberfläche« Klebelsberg's in zwei altersverschiedene Flächen auflösen kann.

[3] Niveau I ist sicher pontisch, Niveau II möchte ich jetzt eher noch zum Pontikum als zum Levantin stellen, Niveau III ist seinem Alter nach fraglich, vielleicht schon levantinisch, wie ich 1921 vermutet habe, möglicherweise aber mit II identisch und durch lokale stärkere Aufwölbung in seine Höhenlage gelangt.

(teilweise), als auch an der Mur durch mächtige Schotterterrassen gekennzeichnet, die die heutigen Talböden noch bis über 200 *m* überragen. Ich betrachte sie als zeitliche Äquivalente der mittel-oberpliozänen Laaerberg-Höbersdorfer und Arsenalschotter des Wiener Beckens (66. Tabelle).

Die oststeirische, mittelpliozäne (?) Abtragsebene wurde von den Flüssen und Bächen, indem diese, um sich bis zu den Niveaus V bis IX einzusägen, in die Tiefe und nach der Seite erodierten, in eine Hügellandschaft umgewandelt, deren Hauptoberfläche (Gipfelflur[1]) verschiedene Schichten und Gesteine schneidet und etwa 20 bis 30 *m* unter das Niveau der älteren mittelpliozänen Landfläche abgetragen erscheint.

Im inneralpinen Wiener Becken schließen sich nach Hassinger an die zahlreichen pontischen Rückzugsniveaus drei levantinische Strandterrassen (im Leithagebirge festgestellt) und die mittel-oberpliozänen Schotterflächen an. Sie sind auch donauaufwärts erwiesen worden (51). In den nördlichen Kalkalpen sind schließlich jüngerpliozäne Niveaus durch Machatschek (6) (jüngerer, pliozäner und präglazialer Talboden) und durch Leyden (146, p. 26) (Klobenstein-, Reichenhaller und trambilenische Phasen) festgestellt worden.

Die Zusammenstellung zeigt, wie mannigfaltig und wenig einheitlich die Spuren jungpliozäner Talböden am Ostalpenkörper entwickelt sind. Ihnen gegenüber heben sich die altpliozänen Formenelemente als ein viel konstanteres, zusammenhängenderes und schärfer ausgeprägtes System von Niveauflächen deutlich hervor. Der Bildung der letzteren müssen allgemeine, einheitlichere und länger dauernde Vorgänge zugrunde liegen.

Die Resultate über die morphologische Gliederung der Ostalpen lassen sich im Hinblick auf die neueren Forschungsergebnisse dahin zusammenfassen, daß sich zwei (eventuell drei) Phasen ausgesprochener flächenhafter Abtragung (Entstehung ausgesprochener Oberflächensysteme) verfolgen lassen: Eine ältere, welche räumlich viel ausgedehntere, vielleicht den gesamten Ostalpenkörper umfassende Niveauflächen erzeugte, im höheren Teil des Altmiozäns, und eine jüngere Phase, die besonders die randlichen Abtragsflächen am Gebirgsfuß entstehen ließ, im Altpliozän, dazwischen wahrscheinlich eine der zweiten Mediterranstufe entsprechende namhafte Zwischenphase.

---

[1] Wenn dieser Ausdruck hier noch erlaubt ist. Bezüglich Definition und Ermittlung der Gipfelflur siehe bei A. Heim (16, p. 47). Der durchschnittliche Abtrag der Höhenrücken ist naturgemäß ein größerer, da ja die Gipfelflur, wie schon der Name sagt, sich nach der Kuppenhöhe richtet. Einzelne als Härtlinge anzusprechende auffällige Erhebungen, wie sie in Oststeiermark durch die Basalt- und Trachytberge repräsentiert werden, müssen bei Festlegung der Gipfelflur außer acht bleiben.

Zwischen die Bildungszeit der prämittel- und obermiozänen Oberflächensysteme und jene des Altpliozäns, zwischen letztere und das Quartär schalten sich noch eine Reihe untergeordneter Phasen vorherrschender Lateralerosion, beziehungsweise abgeschwächter Tiefennagung in den durch fortschreitende Tiefenerosion, Zertalung und Zergliederung beherrschten jungen, morphologischen Entwicklungsgang der Ostalpen ein.

IV. Vergleich der Resultate und Schlußfolgerungen.

1. Die tektonischen Grundlagen des morphologischen Lehrgebäudes.

Die tektonische Grundlage, auf welcher die morphologische Forschung bisher gewöhnlich aufzubauen pflegte, bestand in der Voraussetzung kurz währender Perioden tektonischen Geschehens, welche durch Phasen lang dauernder tektonischer Ruhe unterbrochen wären, in welchen letzteren die formgebenden Kräfte erst so recht ihre Wirksamkeit entwickeln konnten. Die Davis'sche Zyklenlehre erscheint bekanntlich im großen und ganzen auf einer solchen Voraussetzung fußend. (Davis-Braun, 172.) A. Penck neigte dagegen der Auffassung einer Gleichzeitigkeit des tektonischen und morphologischen Geschehens zu (7).[1]

W. Penck hat nun diesen durchaus fruchtbringenden Gedanken in den Vordergrund seiner systematischen morphologischen Analyse gestellt (169). Nach seiner Auffassung sollen die tektonischen Bewegungen allmählich wachsen, einem Höhepunkt in ihrer Intensität zustreben und dann wieder allmählich abflauen. Die morphologische Gestaltung des Gebirges soll dieser Entwicklung der Tektonik gleichsam parallel laufen; zunächst bilde sich gleichzeitig mit dem Einsetzen zunächst schwacher Aufwölbungen eine Primärrumpffläche[2] aus, aus der sich beim Anwachsen der Bewegungsintensität allmählich ein stark zerschnittenes Mittelgebirgsrelief entwickelt, während sich die Scholle beim Abflauen der Hebung schließlich wieder mit einer Rumpffläche (= Endrumpffläche) überziehe.

Sosehr ich auch die Anregungen, wie sie sich aus W. Pencks Darlegungen ergeben haben, schätze und sosehr ich auch den Gedanken einer Gleichzeitigkeit des tektonischen und morphologischen Geschehens begrüße, so muß ich doch einige Gründe würdigen, die J. Sölch (10, p. 180) in seiner interessanten Studie gegen einige Ableitungen von W. Penck beigebracht hat, und jene, die O. Lehmann erhoben hat (170, p. 23—24).

---

[1] Schon in der »Morphologie der Erdoberfläche«. Abweichungen von dieser herrschenden Auffassung finden sich ferner bei Sölch (11, p. 83—84), bei Machatschek (6, p. 265) u. a.

[2] Sölch's Trugrumpffläche (10, p. 178, 11, p. ...).

Auf die Gleichzeitigkeit von tektonischen Bewegungen und Denudation, beziehungsweise Entstehung einer Abtragsfläche habe ich schon in meiner Studie: »Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns« (66), 1921, an einem speziellen Falle hingewiesen (p. 30). »Aus dem Verlaufe der Biegungszone ergibt sich, daß der südliche Teil der steirischen Bucht von einer großen Aufwölbung, der nördliche Teil hingegen von einer ausgedehnten Senkungsmulde eingenommen wird .... Während also in der gehobenen Region während des Pontikums starke Abtragungen erfolgt sind, fanden gleichzeitig in der großen Senkungsmulde andauernde Akkumulationen pontischer Sedimente statt .... Aufwölbung und Absenkung gehören zusammen und erscheinen zeitlich und wohl auch ursächlich voneinander abhängig. Die Bewegungen müssen langsam und kontinuierlich vor sich gegangen sein.« Die vorbasaltische Fastebene bildete sich gleichzeitig aus.

F. Machatschek neigt neuerdings ähnlichen Auffassungen zu, wie aus seinen Bemerkungen über die Entstehung der alten Abtragsflächen der Salzburger Kalkalpen hervorgeht (6, p. 265): »Es ergibt sich jedenfalls, daß im ganzen Alttertiär die Kalkalpen unserer Gegend (sc. Salzburger Kalkalpen) zum mindesten kein Hochgebirge dargestellt haben können, daß also die fortgesetzten tektonischen Bewegungen dieses Zeitraumes durch ein ungefähr ebenso großes Ausmaß der Abtragung kompensiert wurden. Es ist daher auch gar nicht notwendig, für die Ausbildung dieser Kuppenlandschaft eine lange Zeit tektonischer Ruhe anzunehmen.«

O. Lehmann sucht in seinen interessanten Studien den morphologischen Formenablauf bei ständig bewegter Erdrinde zu erfassen (170).

So verdichten sich in der neuesten Literatur die Angaben, welche ein längeres gemeinsames Wirken tektonischer und abtragender Kräfte und vielfach auch eine mehr kontinuierliche Wirksamkeit der Gebirgsbildung voraussetzen und dadurch eine neue Grundlage für morphologische Schlußfolgerungen schaffen.

2. Spiegelschwankungen und Landschaftsformung.

Vergleichen wir die Resultate, zu denen wir bezüglich der morphologischen Entwicklung der Ostalpen gelangt sind, mit jenen, die wir über die Spiegelschwankungen der jungtertiären Meere und Seen erhalten haben, so ergibt sich eine auffällige Übereinstimmung zwischen den Perioden weitgehender Transgressionen mit den Epochen kräftigster Gebirgseinebnung der Ostalpen, sowie die Koinzidenz der marinen (limnischen) Regressionen mit den Phasen auffälliger Tiefnagung am Gebirgsrande.

Die Überflutung des älteren Miozänmeeres entspricht der Ausbildung des (älteren) Hochflächsystems der Ostalpen,

die ausgesprochene Transgressionsphase des Unterpliozäns (Piacencameer, pontischer See) fallen zeitlich mit der Ausbildung des altpliozänen randlichen Abtragssystems zusammen.

Die Übereinstimmung ist so auffällig und über so ausgedehnte Strecken verfolgbar, daß hier kaum ein Zufall obwalten kann; dies um so mehr, wenn man bedenkt, daß zwischen den beiden Erscheinungen augenscheinlich ein innerer Zusammenhang bestehen muß, da ja die Überflutung naturgemäß auch ein Höheransteigen der Erosionsbasis und ein Aufhören oder Herabsetzen der Tiefennagung zur Folge haben muß; jede Regression hingegen von einer Zerschneidung der vorher gebildeten Landoberflächen begleitet sein wird.

Es ist klar, daß schließlich derselbe (oder wenigstens ein ähnlicher) Effekt weitgehender flächenhafter Abtragung erzielt werden muß, wenn eine in Aufwölbung oder Hebung begriffene Scholle durch einen langen Zeitraum in Ruhe bleibt (beziehungsweise in ihrer Bewegung innehält) und den abtragenden Kräften unterworfen ist oder wenn an einer im langsamen, aber stetigen (wenn auch nicht gleichmäßigen) Aufsteigen (Auffaltung) begriffenen Scholle der Meeresspiegel durch lange Zeiten in annähernd gleichem oder rascherem Tempo ansteigt. Das Stationärbleiben der Erosionsbasis erscheint in beiden Fällen gewährleistet, natürlich gleiche Wirkungsbeträge beider Faktoren vorausgesetzt. Nun habe ich aus der Betrachtung der geologisch-geomorphologischen Entwicklungsgeschichte gezeigt, daß sich im Verlaufe des Jungtertiärs in den Ostalpen diese Voraussetzungen (Transgressionen und Abtragsflächenbildung, Regression und Tiefnagung) in der Tat erweisen lassen.

Das Ausmaß der Transgressionen kann nach der weit verfolgbaren Überflutung des Gebirgsrandes und der Talverschüttung in den Phasen der Überflutung kein ganz unbedeutendes[1] gewesen sein. Die Langsamkeit und Stetigkeit dieses Vorganges ist ebenfalls feststellbar.

Aus diesen Überlegungen ziehe ich den Schluß, daß der Wechsel von Haupt-Landoberflächenbildung und ausgesprochener Tiefennagung am Ostalpenkörper nicht durch einen Wechsel von lokaler Hebung und nachfolgendem Stillstand (beziehungsweise Rücksenkung) der Schollen, sondern durch die Einwirkung eines allgemeineren Faktors, wie es die Trans- und Regressionen der Meere[2] an einem bewegten Gebirgskörper darstellen, bedingt sei.

---

[1] Bei der altpliozänen Überflutung schätzungsweise etwa 150—200 *m* von der vorpontischen Erosion bis zum Höhepunkte der Transgression. Im Altmiozän dürften wohl etwas größere Werte angenommen werden können. Schaffer hat einen Versuch der Abschätzung unternommen (44, p. 119—121).

[2] Die wiederum vermutlich entweder eustatische Niveauschwankungen sind oder aber eventuell auch auf allgemeine verschwächte, beziehungsweise verstärkte Epirogenesen (Mio-Plio-Epirogenesen) zurückgeführt werden könnten, wie es Stille 125, p. 92, voraussetzt.

Ich glaube mich mit dieser Feststellung auch mit dem Grundgedanken in Übereinstimmung zu befinden, den F. E. Sueß (17, p. 386) für die Formengestaltung der Erdoberfläche als maßgebend ansieht, wie aus seinen Darlegungen in der Geologische Rundschau (p. 385—386) hervorgeht: »Darüber herrscht wohl im allgemeinen Übereinstimmung, daß die weit ausgreifenden Transgressionen und Regressionen der Meere die bedeutendsten Züge in der geologischen Geschichte der Vergangenheit darstellen, mögen sie auch durch Veränderungen des Wasserspiegels oder durch einheitliche und gleichzeitige Senkungen und Hebungen des Kontinents zu erklären sein. Wenn man nicht Gestaltsveränderungen der Wasserhülle als ihre Grundursache anerkennen will, so sollte man doch nicht von Hebung und Senkung sprechen. Die allgemeine Hebung der Erosionsbasis im Miozän um nahezu 500 *m* mußte die Abtragungsvorgänge bis weit ins Innere der Kontinente beeinflussen und die Ausreifung der Formen beschleunigen. Der Rückgang des Meeres kam in verschiedensten Gebieten natürlich in seiner Wirkung einer Hebung gleich.«

Die hauptsächlichen Oberflächensysteme der Ostalpen sind meiner Auffassung nach nur die deutlichen Kerben und Marken, die die verschiedenen, längerdauernden Spiegelhöhen der Meere und Seen direkt oder indirekt am Baugerüst des Gebirges hinterlassen haben.

Ich betone ausdrücklich, daß auch dieser meiner Auffassung zufolge der Hochgebirgscharakter der Ostalpen, die Höhenlage der miozänen und pliozänen Niveauflächen und die Verschiedenheiten in der orographischen Entwicklung der Einzelgebiete im wesentlichen auf das Einwirken des tektonischen Geschehens zurückzuführen sind. Es ist die Folge jenes großartigen, im Einzelnen so mannigfaltig differenzierten Aufsteigens des Ostalpenkörpers, verstärkt vermutlich durch isostatisches Schwellen der abgetragenen Schollen, welches mit den letzten tangentiellen Kraftäußerungen im Alpenbau Hand in Hand geht.

Die Transgressionen haben nur länger dauernde Unterbrechungen oder oft nur Verlangsamungen[1] der durch die Hebung und Auffaltung (Schub) bedingten Tiefenerosion, die Regressionen hingegen eine Verstärkung der letzteren mit sich gebracht. Daraus erklärt sich auch das oft deutlich erkennbare scharfe Einsetzen der Tiefenerosion nach einer Phase ausgesprochener Seitennagung. Indem nämlich der Meeresspiegel zu sinken beginnt, kombiniert sich der aus der Regression resultierende Effekt in

---

[1] Manche der bisher auf völligen Stillstand der Bewegung gedeuteten Oberflächengebilde sind daher vielleicht gar nicht bei einem Stillstand der lokalen Erosionsbasis, wie sie ja auch an einem stetig gehobenen, aber gleichzeitig und in gleichem Maße überfluteten Gebirge vorausgesetzt werden kann, sondern nur bei sehr verlangsamter Senkung der Erosionsbasis entstanden. Letzteres wäre zum Beispiel der Fall, wenn lokal die Hebung den Einfluß der Transgression übertrifft.

der Tieferlegung der Erosionsbasis mit jenem, welcher sich aus der fortdauernden Hebung ergibt.

Die Ostalpen würden daher auch ohne Hinzutritt der vorausgesetzten Spiegelschwankungen ein Gebirge von nahezu derselben Höhe und Hochgebirgscharakter darstellen; dagegen würden sie meiner Ansicht nach des scharf umgrenzten Bestandes mehrerer ineinander geschalteter, alter Abtragsflächen und Terrassensysteme[1] entbehren, wie sie unseren Ostalpen gerade ein charakteristisches Merkmal aufprägen.

Für den Ablauf des geographischen Zyklus, für den regionalen Wechsel und für allgemein erkennbare Schwankungen von Seiten- und Tiefennagung werden also diese weitreichenden (eustatischen?) Verschiebungen der Erosionsbasis hier als maßgebliche Erklärung herangezogen.

3. Lokale Verschiedenheiten der Tektonik und ihr Einfluß auf die Ostalpenformung.

Wenn hier der Bedeutung der regionalen Spiegelschwankungen für die morphologische Ausgestaltung der Ostalpen eine sehr wesentliche Rolle zugeschrieben wurde, so gilt es nun zu überlegen, inwiefern der örtliche und zeitliche Wechsel der in ihrer Art und im Ausmaß schwankenden tektonischen Bewegungen den Ablauf der morphologischen Formenentwicklung beeinflußt hat. Ich will hier an die fruchtbringenden Gedankengänge anknüpfen, die A. Penck in seiner Studie »Die Gipfelflur der Alpen« (7) und J. Sölch in seinen »Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen« (10) zum Ausdruck gebracht haben.

A. Penck schließt auf die Existenz von drei morphologischen Umwandlungsreihen, deren Unterschiede auf der Dauer und der Intensität der Hebungen beruhen. *a)* Starke und langanhaltende Hebung erzeuge zuerst eine Landschaft mit Riedeln und Schluchten, dann mit Schneiden und Schluchten und schließlich die »Grenzgipfelflur« (Hochgebirgsformen!). *b)* Bei starker Hebung von kurzer Dauer komme es nur zur Ausbildung einer Tallandschaft mit Riedeln und Schluchten (Mittelgebirgsformung), *c)* bei sehr langsamer Hebung schließlich direkt zur Entstehung von Flachlandformen.

Solche Intensitätsunterschiede in der Hebung sollen nach A. Penck auch in den Alpen die Unterschiede in der Formentwicklung (scharfe Schneiden mehr in der Mitte, runde Formen am Rande) erklären. Die tektonischen Bewegungen, die sie erzeugt haben, entsprächen einem jugendlichen Großfaltenbau.

---

[1] Nur als verwischte, örtlich wechselnde, unscharf ineinander geschaltete Reliefs hätten sich in diesem Falle die Intensitätsunterschiede der Tektonik im Gebirgsantlitz ausprägen können.

Gegen diese Auffassung hat J. Sölch (10, p. 186) unter Hervorhebung einiger interessanter Gesichtspunkte Einwendungen erhoben, die mir jedoch etwas zu weit zu gehen scheinen.

Auch meiner Ansicht nach sind die Intensitätsunterschiede in der Hebung, die zeitlich und örtlich sehr verschiedene Werte erreicht haben, von grundlegender Bedeutung für die von Zone zu Zone wechselnde Formengestaltung gewesen. So beruhen zum Beispiel die gegenwärtigen Höhenunterschiede und Formenverschiedenheiten zwischen den Julischen Alpen einerseits und dem Hochkarst anderseits im allgemeinen auf der starken, schon in obermiozäner Zeit wirksamen, in pliozäner Zeit andauernden stärkeren Aufwölbung der ersteren gegenüber letzteren.

Der Hochgebirgscharakter der Steiner Alpen, der Mittelgebirgshügellandszustand des östlichen anschließenden, oberen Sanngebietes,[1] insbesondere aber das Auftreten des mit älteren und jüngeren Schwemmschutt zugedeckten Becken von Cilli-Sachsenfeld beruht zum Gutteil auf relativen Unterschieden in der Hebungsintensität.

Die niedere depressionsartige Lage Südkärntens im allgemeinen, des Lavanttals (Ostkärnten) und der meridionalen Draufurche im speziellen geht zweifelsohne schon seit den ältesten Zeiten[2] teils auf ein an den übrigen Alpen gemessenes, geringeres Hebungsausmaß, teils auch auf Absenkungsvorgänge zurück.[3]

Das höhere Aufragen der Koralpe (bis 2245 *m*) an der steirisch-kärntnerischen Grenze hingegen beruht, wie ich schon mehrfach betont habe, auf miozäner und im Pliozän fortwirkender Tendenz zu etwas stärkerer Aufwölbung (zum Teil unter Schrägstellung). Es ist einleuchtend, daß hier — in den östlichen Zentralalpen — die oligo-miozänen Gebirgsbewegungen trotz Faltung (und Schub) niemals Hochgebirgsformen erzeugt hatten.

Dagegen möchte ich die Annahme, daß die Grat- und Schneidenformen der zentral-alpinen Hochteile schon vorglazial durch Verschneidung von Schluchttälern in einer stark gehobenen Scholle angelegt wären, nicht so unbedingt wie Sölch (p. 189) ablehnen. Denn diese Erscheinung läßt sich auch unter der Voraussetzung verstehen, das aus einem alten Flachrelief scharfe Grat- und Schneidenformen herausgeschnitten wurden, wobei an geschützten oder durch Gesteinshärte ausgezeichneten Teilen noch Relikte der Ausgangsform und der Zwischenstadien der Entwicklung erhalten bleiben konnten, die Kämme aber im allgemeinen schon unter die alte Landoberfläche erniedrigt worden wären.

---

[1] Letzteres zeigt aber zum Teil auch wegen seiner Bedeckung mit jungtertiären Schichten stärkere Ausräumung.

[2] Weites Eingreifen transgredierenden Eozäns, marines Miozän im Lavanttal usw.

[3] Vgl. auch A. Aigner. 159, p. 271 bis 272.

Am nördlichen Ostalpensaum entsprechen die hochgelegenen Kalkplateaus (Rax, Schneeberg, Veitsch, Schneealpe, Hochschwab usw.) Schollen mit gesteigerter Tendenz zur Aufwärtsbewegung, die vorgelagerten Kalkberge (z. B. Plateaus des Gahns, Kuhschneeberges [Bädeker 147, p. 70 bis 75]) einer geringeren Aufwärtsbewegung, jene der Kalkvoralpen (O. Ampferer 1, p. 218) und die östliche Flyschzone einem noch geringeren Ausmaß der Aufwölbung.

Auch hier liegen Anzeichen vor, daß die Kräfte, welche obige Verschiedenheiten erzeugt haben, sich bis in das Pliozän (und Quartär?) geltend gemacht haben.

Die selektive Erosion hat den tektonischen Effekt der Hebung je nach der Gesteinszusammensetzung durch stärkere Erosion der relativ gesenkten oder gehobenen Zone im orographischen Bilde verstärkt oder vermindert.

Diese Vorgänge haben, indem sie meist durch längere geologische Zeitabschnitte hindurch in ähnlicher Weise fortgewirkt haben, jene Beeinflussung der Landschaftsformung hervorgerufen, wie sie in der Verteilung von Hochgebirge, Mittelgebirge, Hügelland und Senken zum Ausdruck kommt; wenigstens soweit es sich um die groben Züge in der Orographie handelt.

4. Zusammenwirken von Tektonik und regionalen Spiegelschwankungen.

Zusammenfassend kann hier hervorgehoben werden:

Der morphologische Charakter der ostalpinen Zonen, also ihr Hochgebirgs-, Mittelgebirgs- oder Flachrelief ist, abgesehen von den Einflüssen der Eiszeit, in erster Linie durch das Ausmaß der speziellen tektonischen Aufwölbung der betreffenden Gebirgsräume im Jungmiozän und Pliozän abhängig. Da meist langandauernde, oft gleichmäßige Bewegungen vorausgesetzt werden können, ist die Intensität der Hebung einer der wichtigsten, formgestaltenden Faktoren gewesen. Hiezu kommt nach meinen speziellen Ergebnissen auch noch die Art der tektonischen Bewegungen als bedeutungsvolles Moment hinzu: Räume mit jugendlicher (spät-postmiozäner) Faltung oder Überschiebung (Schuppung, Bruchfaltung) zeichnen sich meist durch eine gute Übereinstimmung ihrer orographischen Züge mit den tektonischen Leitlinien und vielfach durch eine starke Reliefgliederung aus. So erscheinen im Isonzo-Tagliamento Gebiet ausgesprochene Grat- oder scharfe Rückenformen an jugendliche Schuppenstreifen geknüpft. (Vgl. auch das bezüglich der Savefalten und der Belluneser Voralpen Gesagte.)

Als weiterer bedeutsamer Faktor der Landschaftsformung wäre der Einfluß der vermuteten regionalen Niveauschwankungen (regionale Hebungen und Senkungen der Erosionsbasis) hervor-

zuheben. So steht die Alpenumrandung seit dem Ende des Altpliozäns unter dem Einflusse stetig sinkender Erosionsbasis. Indem sich die stehenden Gewässer im höheren Pliozän vom Alpenfuße weit nach dem Osten zurückzogen, erfuhr speziell der Ost- und Nordsaum der Ostalpen seine letzte maßgebliche Zerschneidung und morphologische Umgestaltung.[1]

Am östlichen Alpenrande prägen sich diese Vorgänge in nachstehender Weise aus: Wahrend in den noch in stärkerer Aufwölbung begriffenen Gebirgsteilen im höheren Pliozän eine intensive Tiefenerosion erkennbar ist, werden die anschließenden, nur wenig gehobenen, speziell randlichen Tertiärsäume unter Mitwirkung lateraler Erosion zu einer von breiten Talauen durchzogenen Hügellandschaft umgewandelt. (Steirisches Becken, Tertiärgebiet des außeralpinen Wiener Beckens, nördliches, jungtertiäres Alpenvorland.)

Die in ihrer Niveaulage verharrenden oder auch schwach absinkenden Räume werden schließlich in der jüngeren geologischen Vergangenheit unter dem Vorherrschen von Lateralerosion durch flächenhafte Abtragung zu ausgedehnten Ausräumungsbecken ausgestaltet. (Inneralpines Wiener Becken, kleine ungarische Tiefebene zwischen Ostalpen und Bákonyer Wald.)

Tektonik und morphologische Formengestaltung standen im Bereiche der Ostalpen in stetem Widerstreite. Meist haben die morphologischen Kräfte in der Schaffung ausgedehnter Abtragsflächen, welche ungestört über die Falt- und Schubstrukturen des Gebirges hinübergriffen, den Zusammenschub der Ostalpen überwältigt und überdauert. Die im wesentlichen wenig gestörte Erhaltung der kalkalpinen Hochflächen von Salzburg bis zum Wiener Becken bezeugt, daß in diesen Räumen seit dem mittleren Miozän keine bedeutenden Falt- und Schubbewegungen mehr eingetreten sind. Die so ausgedehnten altpliozänen Ebenheiten des Südalpensaumes zeigen, daß dort im allgemeinen mit dem Ende des Altpliozäns die faltenden Bewegungen zum Erlöschen gekommen waren. In den Phasen ausgesprochener (eustatischer?) Transgressionen konnten an den nicht allzu stark emporgewölbten, vorwiegend randlichen Gebirgsteilen ausgedehnte Abtragsflächen entstehen, sei es, daß diese Bewegungen zu dieser Zeit bruchförmige oder bruchlose Hebungen, Verbiegungen oder gar Falten und Schüben entsprochen haben. Das morpologische Geschehen hat hier auch die faltenden, tektonischen Kräfte überwältigt. Dort, wo seit der letzten großen Transgressions- und Verebnungsphase, d. i. seit dem Ende der pontischen Zeit keine Faltungen und Schübe mehr eingetreten sind, ist die altpliozäne Formenwelt erhalten geblieben.

---

[1] Die allerdings nicht allein auf Rechnung regionalen Schwankungen zu setzen wären, sondern auch durch das vermutete isostatische Aufsteigen des Gebirges infolge Abtragsentlastung bedingt wären.

Anders in jenen Räumen, wo nach dem letzten, großen Wirken der flächenhaft abtragenden Kräfte, also seit dem Ende der pontisch-altpliozänen Transgression, noch faltende und schiebende Kräfte den Gebirgskörper ergriffen haben (in großen Teilen der Savefalten, der Belluneser Voralpen etc.). Aus der Vernichtung vorher wahrscheinlich auch hier gebildeter, altpliozäner Abtragsflächen wurden durch das Fortwirken der Faltentektonik im jüngeren Pliozän markante, durch eine Übereinstimmung ihrer tektonischen und morphologischen Achse gekennzeichnete Gebirgszüge geschaffen, die durch breite Synklinalsenken voneinander geschieden erscheinen. Hier hat die Tektonik das morphologische Geschehen überwältigt.

Denn das im Jungpliozän (Altquartär) unter dem Einfluß ständig sinkender Erosionsbasis (negativer eustatischer oder epirogenetischer Strandlinienverschiebung) und wahrscheinlich damit in Zusammenhang stehender, verstärkter isostatischer Aufwölbung stehende Flußsystem war naturgemäß jeder Fähigkeit zu flächenhafter Abtragung und zu einem Schritthalten mit der Faltung beraubt. Eine weitgehende Zerschneidung und Zerschlitzung, besonders der sich noch weiterhin hochfaltenden Gebirgszüge und eine Zerstörung der dort vorher gebildeten Oberflächen, mußte die Folge sein. So ziehen in den östlichen Savezügen die erst aus der pontischen Umhüllung im Jungpliozän emporgefalteten Wellen als Zeugen jüngsten Zusammenschubes, auch als orographisch individualisierte Elemente, mit über 1000 *m* erreichenden Seehöhen bis in das kroatische Flachland hinein.

5. Zur Gipfelflurfrage.

Die Frage der Gipfelflur der Alpen wurde in neuerer Zeit vielfach in den Kreis der Erörterung einbezogen. Auf der einen Seite werden die Gipfel und Gratformen des Hochgebirges unmittelbar aus dem Wirken der gegenwärtigen, beziehungsweise pliozän-quartären Erosion als oberes Denudationsniveau abgeleitet,[1] von anderer Seite wird die Meinung vertreten, daß hier Reste eines ererbten Reliefs vorliegen, das nur durch besondere Einwirkungen (glaziale und periglaziale Erosion) gleichsam sekundär auch an den Kämmen Anzeichen tiefgreifender jugendlicher Erosionseingriffe aufzeigt (10, p. 188). Letztere Auffassung lehnt naturgemäß die Entstehung einer oberen Gipfelflur als ein Erzeugnis jugendlicher Erosionskräfte, deren Wirksamkeit durch das Vorhandensein eines alten Reliefs in den Hochgebirgsregionen widerlegt sei, ab. Heim's Auffassung, die der Altmeister der Alpengeologie in einer fesselnd geschriebenen Publikation »Über die Gipfelflur der Alpen« erst jüngst zum Ausdruck gebracht hat, schließt sich der ersteren Gruppe von Anschauungen an (16, p. 48).

Ich habe mir eine Meinung über die Entstehung von Gipfelfluren an allerdings viel kleineren, dafür aber durchsichtigeren Verhältnissen gebildet.

[1] Entsprechend den grundlegenden Darlegungen von A. Penck.

In der oststeirischen Tertiärlandschaft ist, wie ich schon betont habe, eine Gipfelflur vorhanden, welche (nach Außerachtlassung einiger Härtlinge) vom Schicht- und Gebirgsbau nahezu unabhängig erscheint und aus einer weit abgetragenen, mittelpliozänen (levantinischen?) Flach- und Hügellandschaft, als Ausgangsform, herausmodelliert wurde. Die »Flur« dieses Hügellandes erscheint unter das Niveau der letzteren (an Härtlingen konserviert) um etwa 20 bis 30 *m* abgetragen. Die Flur greift ungestört über altpliozäne Aufwölbungen hinweg.

Im Flyschgebiete von Ostfriaul können die zahlreichen höheren Gipfelpunkte (von einigen überragenden Erhebungen abgesehen) zur Konstruktion einer Gipfelflur verwendet werden, welche ebenfalls eine sehr stark eingeebnete Abtragslandschaft zur Ausgangsform hatte und etwa 50—100 *m* unter diese erniedrigt erscheint. Hier ist der Vergleich mit der fast unversehrt erhaltenen Oberfläche der Ternovaner altpliozänen Abtragsebene[1] möglich, welch letztere an einzelnen höher aufragenden (Kalk-)Rücken auch im Flyschgebiete erkennbar ist. (Speziell an der Ježa.)

Zu ähnlichen Schlußfolgerungen gelangt man auch an der Betrachtung der äußeren (triadischen) Kämme am Friauler Außensaum, welche, in einem jung und stark gehobenen Gebiet gelegen, besonders deutlich die Einwirkung jugendlicher Erosionen bis zu ihren Kammregionen hinauf erkennen lassen. Letztere gestatten vielfach die Aufstellung einer Gipfelflur, die vielleicht aus der tektonisch beeinflußten Zerstörung der altmiozänen Abtragsfläche hervorgegangen, jedenfalls schon unter deren Niveau erniedrigt erscheint. (Vgl. meine Bemerkungen in 14).

Dort handelt es sich um Räume mit starker obermiozäner und postmiozäner Beeinflussung. Hier möchte ich unter Verwertung eines ausgezeichneten Gedankens von J. Sölch (10, p. 188) annehmen, daß der Hochgebirgscharakter hauptsächlich im jüngeren Pliozän und Quartär unter dem Einfluß der besonders starken Aufwölbung und durch Erhebung der höheren Gebirgsteile über die Vegetationsgrenze geschaffen wurde.

Auch F. Machatschek pflichtet der Auffassung bei, daß große Teile der Nordalpen, wie die Gosaugebiete der Kalkalpen, die Flyschzone, die Schieferberge des zentralalpinen Längstalszuges u. a. schon beträchtlich auch in ihrer Kammregion unter das Niveau der altmiozänen Abtragsflächen erniedrigt wurden (6, p. 271) (mit Gipfelflurbildung).

Anders liegen nun die Verhältnisse im Bereich der großen kalkalpinen Gebirgsstöcke, in denen vorherrschend die alten ererbten Formen auch noch gegenwärtig die Oberfläche bilden.[2] Die

[1] Die unversehrte Erhaltung der Ternovaner Flächen beruhte in erster Linie auf ihrer petrographischen Zusammensetzung (Kalkmassiv).

[2] Mit einer durch jüngere Karsterosion bedingten, vielfach wohl sehr unterschätzten Modifikation.

großen Kalkklötze mit ihren Karsterosionen stellen eben viel widerstandsfähigere, der Abtragung viel stärker resistierende Gebilde dar (Winkler 105, p. 43, Machatschek 6), welche O. Ampferer (157) deshalb mit Festungen verglichen hat.

Die Erhaltung älterer Formen gilt immer noch, wenn auch in geringerem Grade als für die Kalkalpen, für größere Teile der östlichsten (steirisch-kärntnerischen) Zentralalpen, wo schwächere tektonische Aufwölbungen und Dislokationen, die breite massige Anlage der Gebirgsstöcke und zum Teil recht widerstandsfähige Gesteine die Erhaltung alter Formen begünstigt haben. Im übrigen haben hier die Abtragsvorgänge die älteren Oberflächen zwar mehr oder minder zu beeinflussen, aber nicht völlig zu verwischen vermocht.

In den bedeutend höheren, wahrscheinlich stärker gehobenen (8, p. 103), längere Zeiten intensiverer Abtragung ausgesetzten westlichen Zentralalpen dürften diese Vorgänge in stärkerem Maße umgestaltend wirksam gewesen sein. Dies schließt nicht aus, daß sich, speziell in den härteren Gneisgebieten Reste und Spuren von Abtragsflächen vom Alter der nordalpinen Kalkplateaus erhalten konnten. Hier ist die Annahme, daß der Hochgebirgscharakter schon im Obermiozän(?) und vor allem im Pliozän[1] also präglazial in seinen Anfängen zur Entwicklung gekommen ist, nicht von der Hand zu weisen.

Ich vertrete auf Grund dieser hier dargelegten Gesichtspunkte die Auffassung, daß etwa ein vermittelnder Standpunkt zwischen den eingangs dieses Kapitels erwähnten Anschauungen über die Entstehung der Gipfelfluren den Tatsachen am besten gerecht werden dürfte. Die Ausgleichung der Formen in einer Phase besonders weitergehender Einebnung (spätreifer Landschaftsformung) hat die Ausbildung und Entstehung einer Gipfelflur durch Schaffung eines wenig differierenden Ausgangsniveaus sehr gefördert; ihre Ausgestaltung hingegen wäre als Denudationserscheinung als das Werk jüngerer Kräfte, die auch ihre gegenwärtige, momentane Höhenlage bedingen, anzusehen.

6. Gesamtbild der Ostalpenentwicklung seit Beginn des Jungtertiärs.

Ein Überblick über den Verlauf der Entwicklungsgeschichte der Ostalpen vom Ende des Alttertiärs an ergibt etwa folgendes schematisches Bild:

Im Alttertiär standen die Ostalpen unter dem Einflusse großer Deckenüberschiebungen und Faltungen, welche aber trotzdem nicht so sehr einer Hochfaltung, sondern vielmehr vor allem einem Ausweichen der bewegten Massen, speziell der tieferen, nach der Tiefe zu, entsprochen haben müssen, wie O. Ampferer (173, p. 149) betont hat (»Reziprokes

[1] Wie es auch F. Machatschek für die höheren Teile der Salzburger Kalkalpen voraussetzt.

Gebirge« R. Schwinners, 143, p. 205). Nur unter dieser Voraussetzung ist es denkbar, daß jene so gewaltigen, auf seitlicher Kompression beruhenden Zusammenschiebungen im Ausgange des Alttertiärs nicht ein ostalpines Hochgebirge, sondern vielmehr nur Mittelgebirgs- und Hügellandschaften geschaffen hatten. Die Annahme, daß das in tektonischer Ausgestaltung befindliche Gebirge gleichzeitig mit seiner Zusammenschiebung und Auffaltung um den Betrag seiner Höherschaltung jeweils abgetragen wurde, vermag das Phänomen allein nicht hinreichend zu erklären, wenn man bedenkt, daß die pliozäne (obermiozäne) und postpliozäne Erosion nicht imstande war, die sich unter dem Abklang der alpinen tektonischen Bewegungen aufwölbenden Ostalpen auf dem Mittelgebirgs- und Hügellandstadium, durch das sie im Altmiozän gekennzeichnet waren, zu erhalten, geschweige denn, sie vollständig einzuebnen. Faltung und Schub waren eben nur von einer mäßigen Gebirgserhebung begleitet. Immerhin schreibe auch ich der gleichzeitigen Wirksamkeit von Faltung, Schiebung und Hebung einerseits, Erosion und dadurch bedingter Denudation anderseits eine wichtige Rolle zu, welche beiden Vorgänge sich aber nur unter günstigen Umständen und unter bestimmten Voraussetzungen vollkommen die Wage halten konnten.

Die Trans- und Regressionen des Alttertiärs haben wohl schon damals dem Gebirgsantlitz ihre Stempel aufgedrückt, aber ihre Spuren sind durch Einwirkung jüngerer Abtragungsvorgänge vollständig verwischt worden.

So treten die Ostalpen als ein Gebirge mit vorwiegendem Mittelgebirgs-Hügellandcharakter in die miozäne Ära ein. An dem noch weiterhin von bedeutenden Falten- und Schubbewegungen betroffenen Gebirgskörper spielt sich nun die große Transgression des älteren Miozäns ab. Die damit verknüpfte allgemeine Hebung der Erosionsbasis befähigte das Flußsystem, mit der »Aufwölbung und Faltung« des Gebirges im allgemeinen gleichen Schritt zu halten, und diese in gewissen Räumen überholend, flächenhafte Abtragungen (bei vorherrschender Lateralerosion) zu schaffen.

Die Epochen des mittleren und oberen Miozäns bedeuten Phasen vorwiegender Regression der Meere am Alpenrand (Senkung der Erosionsbasis), von nicht unbedeutenden Unterbrechungen abgesehen, speziell im 2. Mediterran. Die Tektonik ist durch nunmehr stärker in Erscheinung tretende Aufwölbungstendenzen bei Zurücktreten von Faltung und Schub gekennzeichnet, welch letztere sich besonders auf die Außenzonen einschränken.

Aus dem Zusammenwirken von Regression und Hebung, Schub und Faltung, resultierte eine weitgehende Zerschneidung und Zertalung des ältermiozänen Reliefs, die an der Mio-Pliozängrenze (vorpontische Erosion) einen Höhepunkt erreicht hat. Die Ostalpen erlangten damals bereits den Charakter eines höheren Mittelgebirges und in seinen Anfängen vielleicht schon den eines Hochgebirges.

Das Einsetzen der großen altpliozänen Transgression hebt das Fortschreiten der tiefen Zertalung im Gebirge für eine Zeitlang auf oder mindert sie wenigstens im allgemeinen herab. Unter dem Einfluß der Hebung der Erosionsbasis bilden sich vornehmlich am Alpensaume breitere oder schmälere Gürtel von Abtragsflächen oder spätreifen Hügel-Mittelgebirgslandschaften. Gleichaltrige breite Talauen (jetzt als Terrassen erkennbar) griffen auch bis in die inneren Teile des ostalpinen Mittelgebirges vor.

Mit dem Ende des Unterpliozäns (wahrscheinlich schon im oberen Pontikum) setzt wieder eine Regression (Senkung der Erosionsbasis) ein,[1] die bis zum Quartär fortdauert. Das Bewegungsbild des Gebirges ist eine vollends durch vertikal gerichtete Schollenbewegungen (Aufwölbungen an Brüchen und Flexur, breitwellige Verbiegungen) charakterisiert, die nur lokal (meist am Gebirgsrande) mit den letzten Äußerungen tangentialer Druckkräfte in Kombination treten.

Regression[2] und örtlich sehr starke tektonische Aufhebung erzeugen im Verein die tiefgreifende, aber sehr wechselvolle Zerschneidung des älteren Alpenreliefs und schaffen in den Grundzügen die Anlage seines Hochgebirgscharakters, der schließlich durch die Wirkungen der Eiszeit noch in mannigfacher Weise aus- und umgestaltet wurde.

Ich habe in dieser Studie den Versuch unternommen, die Entwicklungsgeschichte der Ostalpen im Jungtertiär unter allgemeinen Gesichtspunkten zu betrachten. Durch Einführung einer weiteren Größe regional verbreiteter Verschiebungen der Strandlinie zu den für die Ausgestaltung des Gebirges gewöhnlich als maßgebend erachteten lokaltektonischen, orogenetischen und epirogenetischen Kräften und zu den erosiven Vorgängen, sowie durch die Annahme einer Stetigkeit der Gebirgsbildung dürfte sich meiner Auffassung nach die Formentwicklung der Ostalpen in befriedigender und übersichtlicherer Weise deuten lassen, als es unter den bisherigen Voraussetzungen der Fall gewesen ist.

---

[1] Von bedeutenden oder unbedeutenderen Unterbrechungen begleitet.

[2] Regionale Senkung der Erosionsbasis.

Nachtrag.

Gerade in der letzten Zeit sind allgemeine und auch zahlreiche speziellere Arbeiten über die jungtertiär-morphologisch-tektonische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen erschienen. Ich möchte auf zwei, allgemeinere Gesichtspunkte umfassende Studien von O. Ampferer und W. Schmidt näher eingehen, während ich auf die mehr speziellen Arbeiten von F. Heritsch (183), J. Sölch (182, 188), A. Aigner (189) und R. Schwinner (12) a. a. O. Bezug nehmen werde.

O. Ampferer, »Über das Verhältnis von Aufbau und Abtragung in den Alpen.« Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1923, 3. und 4. Heft.

O. Ampferer will, wie er in einer kurzen Studie angibt, versuchen, aus der Betrachtung »der zerstörten Teile des Gebirges, welche ringsum als Schuttmassen ausgebreitet liegen«, zu einigen neuen Ausblicken zu gelangen. Eine interessante Erörterung über die Beziehungen, die sich zwischen Abtrag, Aufschüttung und gleichzeitiger Tektonik ergeben, leitet die Studie ein. Der Autor geht von der Ansicht aus, daß die miozänen Sedimente am Nordsaum der Alpen nicht jene Schuttmengen kalkalpinen Materials enthalten, die man unter der Annahme einer dem heutigen Vorlande benachbarten jungtertiären, vertikalen Aufwölbung erwarten sollte. Er nimmt daher an, daß zwischen das Ablagerungsgebiet des Schlier, beziehungsweise der Molasse einerseits und den gehobenen Kalkalpen anderseits noch bis in das obere Pliozän hinein ein Grundgebirgsrücken (Molasse-Alpen) bestanden haben müsse, der durch einen gewaltigen, unmittelbar vorquartären Aufschub der Alpen verdeckt wäre. Er sagt (p. 131): »Wir sind dazugelangt, den Anschub des fertigen Hochgebirges auch in den Ostalpen vor das Altdiluvium zu versetzen.«

Da die Publikationen eines so ausgezeichneten und hochgeschätzten Forschers, wie Ampferer, gewöhnlich interessante und neuartige Ausblicke für die Erkenntnis des Alpenbaues zu enthalten pflegen, so möchte ich es nicht unterlassen, hier etwas näher auf die von ihm angeschnittenen Probleme einzugehen, aber auch jene Erscheinungen zu betonen, die meiner Meinung nach einer Verallgemeinerung der ausgesprochenen Gedanken im Wege stehen.

In vorliegender Studie hat O. Ampferer einige wertvolle Momente herausgegriffen. Sein Grundgedanke, daß zwischen den Nordalpen und ihrem heutigen, tertiären Vorlande im Jungtertiär noch ein breiter, von einer Grundgebirgsscholle und von Randschuttbildungen eingenommener Saum gelegen war, der erst durch einen jüngeren Anschub der Alpen verdeckt wurde, findet in einigen neueren Spezialstudien seine Bestätigung.

Götzinger und Vetters (144) haben gezeigt, daß am Außensaume der östlichen Nordalpen in der Tat — aber nur im ältesten Miozän — Anzeichen für die Existenz eines zwischen Alpen und böhmischer Masse eingeschalteten Grundgebirgsrücken (»comagenischer Rücken«) vorhanden sind. Allerdings wurde dieser Rücken durch die vordringenden alpinen (Flysch) Wellen bereits im älteren Miozän verdeckt.[1]

K. Weithofer leitet bekanntlich die Gerölle der älteren, bayrischen Molasse (speziell der Oligozänmolasse) von einem heute nicht mehr erkennbaren Grundgebirgsrücken, einem Epigonen des sogenannten vindelizischen Gebirges ab. Wenn man nicht der Auffassung von H. P. Cornelius (162) folgen will, nach welcher die krystallinen Geröllmaterialien der Molasseschichten aus den Zentralalpen stammen sollten, so kann man mit Boden (127) annehmen, daß »während der Faltenbewegungen im Alpengebiet und beim Vortreiben der ostalpinen Massen« »auch das von Weithofer angenommene, zwischen Helveticum und Oligozängebiet gelegene, krystalline Land verschwunden sein« muß, »das für die tieferen Molasseablagerungen, wenn man diesen Gedankengängen folgt, den vorwiegenden krystallinen Detritus lieferte und an dessen Stelle nur mehr,« (d. h. im Obermiozän) »alpine Gesteine ins Vorland gefördert wurden (p. 408).

Ampferer's Mutmaßung eines Anschubs der Alpen über eine vorlagernde Grundgebirgsschwelle erscheint durch die angeführten Ergebnisse gestützt. Allerdings dürfte die überfahrene Schwelle nicht durch einen mächtigen und breiten, jungtertiären Schuttsaum, wie Ampferer auf Fig. 7 andeutet, von den Voralpen getrennt gewesen sein, da zur Zeit ihres Bestandes (im älteren Miozän) keine sehr bedeutende Höhe des alpinen Rücklandes vorausgesetzt werden braucht. Man wird vermutlich auch mit der Annahme geringerer Schubweiten das Auslangen finden können.

Was das Alter der Vorbewegung anbelangt, so zeigt es sich, daß der Schub sowohl in Oberbayern als auch am Nordsaum der östlichen Voralpen bereits im Miozän, also vorpliozän eingetreten war. Zur Bekräftigung dieser Behauptung kann hervorgehoben werden, daß bezüglich der jüngeren, alpennahen Teile der Molasse und bezüglich der Randteile des Schliers eine enge Beziehung mit dem vor- und auch kalkhochalpinen Rücklande feststellbar ist.

Zu diesen Alpen und Molasse verknüpfenden Sedimentablagerungen gehören im östlichen Teile der Nordalpen die vorwiegend aus Flysch-Material bestehenden Buchbergkonglomerate[2] und die kalkalpine Hollenburger Nagelfluhe des älteren Miozäns (41, p. 39). Nach Cornelius (162) weist die Zusammensetzung

[1] Zusatz während der 2. Korrektur: Ampferer [194] nimmt in seiner neuesten Studie selbst auf diese Ergebnisse Bezug (128).

[2] Auch mit kalkalpinen Geröllen (144, p. 14).

der bayrischen Molasse auf eine Herkunft aus den Kalkalpen und den Zentralalpen hin. Im Obermiozän treten, wie er angibt, »die krystallinen Gerölle an Menge, wie an Größe fast bis zum Verschwinden zurück hinter den Kalken.«

Große tektonische Bewegungen in den Kalkalpen spiegeln sich in der Sedimentation der obermiozänen Molasse wieder, welch erstere wir wohl ungezwungenerweise mit der Aufwölbung und Zertalung der im Altmiozän verebneten, damals bereits unmittelbar benachbarten Kalkhochalpen in Verbindung bringen können.

Boden (127, 190) konnte jüngst zeigen, daß die mächtige aus kalkalpinem und Flyschschutt bestehende obere Süßwassermolasse des bayrischen Alpenrandes als abbröckelnder Schutt an einer kalkalpinen Schubstirne (Aufschub von Kalkalpen und Flysch auf die vorlagernde helvetische Zone) zu deuten sei. Vielfältig eingeschaltete, grobe Blockschuttlagen von vorwiegend voralpiner Geröllzusammensetzung zeigen an, daß schon im Obermiozän sehr enge Beziehungen zwischen dem Alpenrande und dem Ablagerungsraum der Molasse bestanden haben.

In der Molasse des Allgäu stellte Cornelius (187) fast ausschließlich die Gerölle der anschließenden ostalpinen Kalkzone fest und auch Kraus leitet das Material der Molasse im wesentlichen von den Alpen her ab (178).

Das Fehlen obermiozäner Schuttablagerungen am Außensaum der östlichen Nordalpen ist kein zwingender Beweis für das Nichtvorhandensein eines nachbarlichen, in starker Aufwölbung begriffenen, kalkalpinen Gebirges, da dieser Teil des Vorlandes damals schon aus dem Stadium einer Akkumulationslandschaft in jenes eines Abtragsraumes getreten war.

Pliozäne Ablagerungen erscheinen erst in einiger Entfernung vom nordalpinen Saum. Im außeralpinen Wiener Becken deuten aber die noch nördlich der heutigen Donau auftretenden, wahrscheinlich altpliozänen Reisbergschotter (118) auf eine Materialzufuhr aus den Kalkalpen hin.

Die ungestörten oder nur schwach gewellten jungmiozänen und altpliozänen Sedimente verbinden am Ostende der Nordalpen, über die Ausläufer der Flyschzone hinweg, inneralpines und außeralpines Wiener Becken und zeigen, daß hier wenigstens die Beziehungen der anstreichenden nordalpinen Züge zu ihrem Vorlande schon im Jungmiozän im wesentlichen den heutigen analoge gewesen sind.

Wenn daher auch stellenweise am Saume der östlichen Nordalpen Anzeichen für das Vorhandensein alt- bis mittelmiozäner Schubbewegungen, und in den westlichen Teilen der Nordalpen auch noch Beweise für die Existenz obermiozäner und altpliozäner Aufschiebungen vorliegen, so möchte ich in diesen Bewegungen nicht einen flachen und weitgehenden Deckenschub des gesamten Alpenkörpers über ein vorgelegenes Gebirge der Molassealpen erblicken, sondern

bloß die durch randliche Aufschiebung (beziehungsweise Unterschiebung) bedingte Angliederung eines äußeren, mehr oder minder schmalen Gebirgssaumes an den inneren, gleichzeitig vorwiegend vertikal aufsteigenden Stamm der Alpen. Die Räume der Faltung und Überschiebung und damit auch die Zone des stärkeren Zusammenschubs sind bei gleichzeitiger Einschränkung ihrer Intensität gegen den Außensaum des Gebirges hinausgewandert. Gegen ein größeres Ausmaß der randlichen miozänen Überschiebungen in den östlichen Nordalpen und gegen ein flaches, weites Eingreifen der Schubbahn unter die Kalkalpen hinein, spricht die Tatsache, daß gleichzeitig mit ihrer Ausbildung das inneralpine Wiener Becken an steilen, Kalkalpen und Flyschzone schräg abschneidenden Störungen im ständigen Niedersinken begriffen war, was mit der Annahme einer damals in flachem Vorschub befindlichen alpinen Scholle mir schwer vereinbar erscheint.

Aus dem Bilde der alpinen Erosionsformen leitet O. Ampferer im wesentlichen in Übereinstimmung mit der hier vorgetragenen Auffassung die Annahme einer einst die ganzen Alpen überspannenden miozänen Abtragsfläche als morphologischer Ausgangsform ab und belegt seine Ansicht mit triftigen Gründen.

Der Inhalt Ampferer's interessanter Studie zeigt, von welch' verschiedenartigen Gesichtspunkten die jungtertiäre Entwicklung der Ostalpen ins Auge gefaßt werden kann und wie die gerade in den Vordergrund tretende Verbindung geologisch-sedimentologischer Gedankengänge mit tektonisch-morphologischen Überlegungen neue Richtlinien zu weisen vermag.

W. Schmidt, Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. 1923, Wien.

W. Schmidt hat in dieser Studie die Frage nach den gegenseitigen Beziehungen zwischen Gebirgsbildung und Oberflächenformung der Alpen in einer mit zahlreichen interessanten Ausblicken versehenen Arbeit aufgeworfen. Wie er selbst angibt (p. 275), ist es klar, daß dieser Versuch mehr zur Formulierung von Fragen und Anregungen, als zu fertigen Ergebnissen führen wird; und von diesem Standpunkt aus betrachtet, scheint mir der Verfasser Erfolg gehabt zu haben.

Einem seiner Hauptergebnisse: »In der Form des Alpengebirges spiegelt sich nicht mehr die Urform des Deckenbaues wieder,« möchte ich durchaus beistimmen. Ebenso scheinen mir seine Bemerkungen über die Bedeutung der altmiozänen, flächenhaften Abtragungsvorgänge einleuchtend. Auch die Annahme, daß in gewissen Gebieten der Alpen. sehr jugendliche, tektonische Bewegungen die miozäne Formenwelt überwältigt haben und daher in diesen Räumen jüngste Gebirgsbildung in dem morphologischen

Alpenbilde zum Ausdruck kommt, fügt sich den in dieser Arbeit erzielten Ergebnissen gut ein. So wie sich W. Schmidt in bezug auf die Entwicklung der alpinen Formenwelt und in Hinblick auf die Bewertung der hiehergehörigen Vorgänge an die Auffassungen der Morphologen anschließt, so erscheint er in bezug auf die Bestimmung des Alters der Phänomene und in Hinsicht auf das Ausmaß jungtertiären Abtrages stark von den in der Schweiz gegenwärtig vorherrschenden Auffassungen beeinflußt. Ich habe die Überzeugung, daß, so richtig auch die Betonung jüngster tektonischer Einwirkung auf das morphologische Alpenbild ist, doch das Ausmaß derselben, wie es von Schmidt angenommen wird, bedeutend über die Wirklichkeit hinausgeht.[1] Es sind wohl nur die ausklingenden Bewegungen, welche uns in einer Modifikation des miozänen Landschaftsbildes entgegentreten und die in gleichsinniger, aber bedeutend abgeschwächter Weise fortwirkend eine ältere, großzügigere Tektonik gleichsam abbilden.

Es entspricht teilweise eigenen Mutmaßungen, wenn Schmidt behauptet, daß die alte Oberfläche Klebelsberg's, in den westlichen Alpenteilen nicht mit jener des Ostens zu parallelisieren, sondern jünger wäre. Indessen halte ich es für ausgeschlossen, die hochgelegenen Altflächensysteme des Westens mit Schmidt als pontisch ansprechen zu können. Soweit es sich hier tatsächlich um jüngere als altmiozäne Niveauflächen handelt, dürften solche mittelmiozänen, jungmediterranen Alters in Betracht kommen. Die Studien in den Julischen Alpen und anschließenden südalpinen Gebieten, die in einem, wie aus morphologischen und geologischen Indizien erschlossen werden kann, sehr jung und stark gehobenen Gebiete mit gewaltigen Erosionseinwirkungen angestellt wurden, haben ergeben, daß die pontische Landoberfläche nur zwischen 800 und höchstens 1400 *m* Seehöhe gelegen ist.

In bezug auf die Mächtigkeit jungtertiären Abtrags werden sich die westalpinen Tektoniker noch zu Zugeständnissen bereitfinden müssen. Die Lösung der Widersprüche wird sich vielleicht auf einem Wege, wie ihn Schmidt selbst in Parenthese auf p. 272 seiner inhaltsreichen Studie andeutet, ergeben.

Ich glaube, daß die Beachtung einiger der von Schmidt hervorgehobenen Gesichtspunkte bei den, meiner Ansicht nach in erster Linie erforderlichen, genauen Aufnahmen inneralpiner und randalpiner Tertiärgebiete und aus denselben zu gewinnenden sicheren Schlußfolgerungen, im Auge zu behalten sind. —

Die in dieser Arbeit niedergelegten Ergebnisse erscheinen durch die Studien, die der Verfasser mit Unterstützung der Academie der Wissenschaften in Wien in Südweststeiermark in den Jahren 1920, 1921 und 1923 durchzuführen die Möglichkeit hatte

---

[1] Dies gilt insbesondere bezüglich der großen von Schmidt vorausgesetzten Verschiebung der Ötztalermasse im Miozän.

und über welche ein Spezialbericht in Vorbereitung steht, mitbedingt. Für die gewährte Unterstützung sei auch schon an dieser Stelle der Akademie der Wissenschaften der ergebenste Dank zum Ausdruck gebracht.

Literatur.

1 Ampferer O., Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrb. d. Geol. Bund. A., Jahrg. 1922, LXXII. Bd., 3. und 4. Heft. Wien 1922.

2 Klebelsberg, R. v., Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. Geol. Bund. A., 1922, Nr. 2, 3. Wien.

3 Kossmat F., Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jahrg. 1916, Nr. 9 und 10.

4 Leyden F., Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geologische Rundschau, XIII. Bd. Berlin 1922.

5 Machatschek F., Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jahrg. 1916.

6 — Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 4. Berlin 1922.

7 Penck A., Die Gipfelflur der Alpen. Sitzber. d. preuß. Akad. d. Wissensch., XIV. Bd. Berlin 1919.

8 Brückner E., Alte Züge im Landschaftsbild der Ostalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jahrg. 1923. Nr. 3 und 4.

9 Stefanini G., Il Neogene del Veneto. Mem. dell' Istituto Geol. della R. Università di Padova. Vol. III, 1915.

10 Sölch J., Die Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geografiska Annaler, Stockholm 1922, H. 2.

11 — Eine Frage der Talbildung. Bibl. Geogr. Handbücher. Penck-Festb. 1918.

12 Schwinner R., Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes. (Südosttirol.) Ostalpine Formenstadien. Abt. 3, Heft 2. Berlin 1923.

13 Winkler A., Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, VII. Bd., 1914.

14 — Der Bau der östlichen Südalpen. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, XIV. Bd., 1923.

15 — Über morphologische Studien im Isonzogebiet. Mitt. d. geogr. Ges., Wien 1919.

16 Heim A., Über die Gipfelflur der Alpen. Geologische Nachlese, Vierteljahrsschrift d. Naturf. Gesellschaft in Zürich, LXVII. Bd. (1922).

17 Sueß F. E., Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. Geolog. Rundschau, XI, 1921.

18 Gignoux M., Résultats Généraux d'une Etude des anciens rivages dans la Méditerranée occidentale. Trav. du Labor. d. Geol. de l'Université de Grenoble. Bd. X. 1911/12.

19 Hassinger H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens. Penck-Festschrift. Bibl. Geogr. Handbücher. Stuttgart 1918.

20 Schaffer F. X., Die Wasserstandsschwankungen im Wiener Becken zur Neogenzeit. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1913.

21 Penck A., Glaziale Krustenbewegungen. Sitzb. d. preuß. Akad. d. Wiss., XXIV, Berlin 1922.

22 Grund A., Die Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. Geogr. Jahresbericht aus Österreich. IV. Bd.

23 Daly R. A., Pleistocen Glaciation and the coral reef Problem. Americ. Journ. of Science. 4. ser. Vol. 30. 1910.

24 De Marchi L., Variazioni del livello dell' Adriatico in corrispondenza colle espansioni glaciali Atti della Acc. Scientifica Veneto-Trentino-Istriana. Padova. 1922. Vol. XII—XIII.

25 Haug E., Les geosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. géol. France. 3. ser. t. XXVIII. 1900.

25*b* — Traité de Geologie. Paris. Arm. Colin 1907, II. Bd., 3. T.

26 Daqué E., Paläogeographie.

27 Tellini A., Descrizione geologica della tavoletta Maiano. In Alto. Cron. Soc. Alp. Friulana III. 1892.

28 Teller F., Erläuterungen zur Geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie, SW. Gr. Nr. 84. Praßberg a. d. Sann.

29 — Erläuterungen zur Geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie. SW. Gr. Nr. 83. Eisenkappel und Kanker.

30 — Erläuterungen zur Geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie. SW. Gr. Nr. 85. Pragerhof—Windisch-Feistritz.

31 Bittner A., Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. Geol. R. A. 1884. Wien.

32 Winkler A., Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Verh. d. Geol. R. A. 1913. Mt. Nr. 13. Wien.

33 — Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Das Miozän von Mittelsteiermark. Jahrb. d. Geol. R. A., Wien 1913. LXIII. Bd.

34 Jäger R., Foraminiferen aus den miozänen Ablagerungen der Windischen Büheln. Verh. d. Geol. R. A. 1914. Wien.

35 Winkler A., Vorläufiger Bericht über durchgeführte geologische Untersuchungen im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Anzeiger d. Akad. d. Wiss., Sitzb. d. math.-naturw. Kl. vom 27. Jänner 1921.

36 Hilber V., Die Miozänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. Jahrb. d. Geol. R. A. 1878. Wien.

37 — Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitt. d. Geol. Gesellschaft. Wien 1908.

38 Heritsch F., Geologie von Steiermark. Graz 1921. Herausgegeben vom Naturwiss. Verein f. Steiermark.

39 Höfer H., Das Miozän von Mühldorf. J. B. d. Geol. R. A. 1893. Wien.

40 Penecke K. A., Bemerkungen über das Miocän von Lavamünd. Jahrb. des nat. Landesmuseums in Kärnten. II. Bd., 1. H., 1921.

41 Nowak E., Studien am Südrand der Böhmischen Masse. Verh. d. Geol. Staatsanst. 1921. Nr. 2. Wien.

42 Abel O., Bericht über die Fortsetzung der karthographischen Aufnahmen u. s. w. Verh. der Geol. R. A. 1905, p. 353—360.

43 — Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. d. Geol. R. A. 1908. Wien.

44 Schaffer F. X., Das Miozän von Eggenburg. Abh. d. Geol. R. A. XXII. Bd. Wien, 1914.

45 Heim A., Geologie der Schweiz. Leipzig, 1922, II. Bd., 1. H.

46 Teller F., Geol. Spezialkarte d. öst.-ung. Monarchie. Cilli und Ratschach. SW. Gr. Nr. 93. 1907.

47 Hoernes R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903. (Aus Bau und Bild Österreichs).

48 Sueß E., Antlitz der Erde. II. 1. Wien. F. Tempsky.

49 Schaffer F. X., Das inneralpine Wiener Becken der Umgebung von Wien. Samml. Geol. Führer, XII. Berlin 1907.

50 Schaffer F. X., Geologie von Wien. Wien 1904. Bei Tempsky.

51 Hassinger H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abhandl., VIII. Bd. Leipzig 1905.

52 Fuchs Th., Über Anzeichen einer Erosionsperiode zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss., Wien, CXI. Bd., 1902.

53 Winkler A., In: Jahresbericht der Geol. Staatsanst. f. 1920. Verh. d. Geol. Staatsanst. 1921, Heft 1, p. 19.

54 Hoernes R., Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. d. geol. R. A. XCVII. 1897, p. 57.

55 — Die vorpontische Erosion. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. CIX. 1900.

56 Schlesinger G., Die stratigraphische Bedeutung des Mastodonten. Mitt. der Geol. Gesellschaft. Wien. XI. Bd., 1918.

57 Vetters H., Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhartsberge. Verh. d. Geol. R. A. 1914. Wien.

58 Gignoux M., L'Etage Calabrien sur le versant Nord-Est de l'Appenin, usw. Travaux du Laboratoire de Géol. de l'Université de Grenoble. Bd. XI, 1915/16.

59 Levy M., Die eiszeitliche Vergletscherung zwischen Dorra Riparia und Etsch. Zeitschrift für Gletscherkunde, IX. Bd., 1914—1915, p. 225.

60 Dal Piaz G., Sul essistenza del Pliocene marine nel Veneto. Att. Soc. Scient. Ven. Trent. Istr. V. 1912.

61 Taramelli T., Sul lembo pliocenico di S. Bartolomeo di Salò. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. XLVI. 1913.

62 Gorjanovic-Kramberger K., Geolog. Übersichtskarte des Königreiches Kroatien und Slavonien. Blatt Vinica. Zagreb 1902.

63 Hilber V., Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. Geol. R. A. 1893.

64 — Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. 1894.

65 Aigner A., Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Jahrgang 1916.

66 Winkler A., Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. Jahrb. d. Geol. R. A. 1921. LXXI. Bd.

67 Fuchs Th., Geolog. Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen u. s. w. Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1877.

68 Loczy L. v., Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd., 1. Teil, 1. Sekt. Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Wien 1916.

69 Deperét Ch., Compt rendus Ac. sc. 148. Bd., Paris 1909.

70 Petrascheck W., Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. Bd. 69/70.

71 Tornquist A., Das Erdbeben von Rann a. d. Save. 1. Teil. Mitt. d. Erdbeben-Kommission d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Klasse. Neue Folge. Nr. 52. 1918.

72 Petrascheck W., Der geologische Bau des Wiener Beckens. Wien 1923.

73 Halavats G., Die Fauna der pontischen Schichten der Umgebung des Balatonsees. In: Result. der wiss. Erforschung des Balaton. Pal. Anhang. Bd. IV, II. Abh.

74 Lörenthy J., Beiträge zur Fauna und Stratigraphie der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Wie oben, III. Abh.

75 Salomon W., Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. Bericht d. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. 1921.

76 Richarz St. P., Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. Jahrb. d. Geol. Staatsanst. Jahrg. 1921. LXXI. Bd.

77 Vacek M., Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel. Jahrb. d. Geol. R. A., L. Bd. 1900.

78 Heritsch F. und Seidl F., Das Erdbeben von Rann a. d. Save, II. Teil. Die Tektonik der Bucht von Landstraß usw. Mitt. d. Erdbeben-Kommission. Akad. d. Wiss., math. Kl., Neue Folge. Nr. 55. Wien 1919.

79 Lapparent, de, A., Traité de Géologie. Paris 1906.

80 Fuchs Th., Die Fischfauna der Kongerienschichten. Verh. d. Geol. R. A. 1871. Wien.

81 Klebelsberg, R. v., Zur Morphologie der Lessinischen Alpen. Ostalpine Formenstudien. Abt. 3, Heft 1. Berlin 1921.

82 Stefanini G., Sulla stratigrafia e sulla tettonica dei terreni miocenici del Friuli. Pubbl. Uff. Idrogr. R. Mag. Aque. n. 31. Venezia 1911.

83 — I bacini della Meduna e del Colvera in Friuli, ebendort Nr. 20—21. Venezia 1912.

84 Feruglio E., I terrazzi della pianura pedemorenica friulana. R. Mag. alle Aque. Pubbl. Nr. 107. Venezia 1920.

85 Brückner E., In: A. Penck u. E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1907.

86 Sacco F., Gli amfiteatri morenici del Veneto. Ann. Acc. Agric-Torino. XLVI. 1899.

87 Stella A., Descrizione geogn. agraria del Colle del Montello. Mem. descr. Carta geol. it. XI. 1902.

88 Toniolo A. R., L' idrografia del Quartier del Piave. Giorn. di Geol. Prat. Anno XII fasc. 4. 1914.

89 Schlesinger G., Die Mastodonten des k. k. Naturhistor. Hofmuseums. Denkschr. d. k. k. Naturhistor. Hofmuseums, I. Bd. Wien 1917.

90 Tellini A., Descrizione geologica della tavoletta Udine. Boll. Ass. Agr. friulana XVII. 1900.

91 Rossi A., Note illustrative alla Carta geologica della provincia di Treviso. Boll. Soc. geol. it. III, 1884.

92 Geologische Kartenblätter (1 : 144.000), herausgegeben von der Ung. Geol. Reichsanst., Blatt St. Gotthard-Körmend und Blatt Güns-Steinamanger, aufgenommen von J. Mattyasoszky und K. Hofmann.

93 Schlesinger G., Ein neuerlicher Fund von *El. planifrons* in N.-Öst. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 63, H. 4. Wien 1913.

94 — Meine Antwort in der Planifronsfrage. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. LXVI. 1916. Wien.

95 Winkler A., Über Eiszeitstudien im Isonzotal. (Noch nicht erschienen.)

96 — Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. d. Geol. St. A., Wien 1920, p. 83 bis 87.

97 Gortani M., Sull' età delle antiche alluvioni cementati nella Valle del Tagliamento. Boll. soc. Geol. it XXXI. 1912, p. 388.

98 Penck A. und Brückner E., Alpen im Eiszeitalter. III. Bd. Die venetianischen Gletscher.

99 Petrascheck W., Das Kohlenvorkommen von Zillingdorf bei Wiener Neustadt. Verh. d. Geol. R. A., 1912, p. 169.

100 Penck A., Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geologiska Föreningens i Stockholm, Förhandl. Maj 1922.

101 Petrascheck W., Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. Verh. d. k. k. Geol. R. A., 1915. Nr. 17 und 18. Wien.

102 — Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jahrb. d. Geol. St. A., Wien, Jahrg. 1920, LXX. Bd.

103 Gorjanovic-Kramberger K., Die präpontischen Bildungen des Agramer Gebirges. Soc. Historico-Naturalis Croatica. Zagreb 1890.

104 Kossmat F., Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. d. k. k. Geol. R. A., 1909, Nr. 4 und 5.

105 Winkler A., Geomorphologische Studien im mittleren Isonzo- und im unteren Idricatal. Jahrb. der Geol. Bundesanst., Jahrg. 1922, LXXII. Bd. Wien 1922.

106 Marinelli O., Descrizione Geologica dei Dintorni di Tarcento. Publ. R. Ist. di studi sup. Firenze 1902.

107 Dainelli G., La stuttura delle Prealpi Friulane. Firenze. 1921. Editrice: Le Memorie Geografiche.

108 Dal Piaz G., Descrizione Geologica del bacino della Piave. Uff. Idr. del R. Mag. alle Aque. Venezia 1918. Pubb. Nr. 74.

109 — Studi geotettonici sulle Alpi orientali. Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova, I. 1912.

110 Fabiani R., La regione montuosa comprese fra Thiene, Conca e Bassano nel Vicentino. Uff. Idr. Mag. alle Aque. Nr. 41—42. Venezia 1912.

111 Pia J. v., Untersuchungen über die Tektonik der Lessinischen Alpen. I. Teil. Denkschriften d. Naturhist. Museums zu Wien. Bd. 2. Geol. Pal. Reihe 2. Leipzig und Wien 1923.

112 Winkler A., Bericht über Studien im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Soll im Sitzber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1924 erscheinen.

113 Götzinger G., Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt pro 1922. Verh. d. Geol. R. A., 1923. Nr. 1, p. 30 und 31.

114 Schubert R. J., Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung u. s. w.

115 Gorjanovic-Kramberger K., Geologische Übersichtskarte des Königreiches Kroatien und Slavonien. Z. 21. Col. XIV. Blatt Zlatar-Krapina. Zagreb 1904.

116 Toula F., Über eine kleine Mikrofauna der Ottnanger (Schlier-) Schichten. Verh. d. Geol. R. A., 1914, p. 203.

117 — Die Tiefbohrung bis 660 *m* Tiefe usw. in Liesing bei Wien. Abh. d. kais. Leop. Karol. Deutschen Akad. d. Naturforscher. Bd. C, Nr. 3. Halle 1914.

118 Vetters H., Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt pro 1922. Verh. d. Geol. R. A., 1923, Nr. 1, p. 30.

119 Hoernes R., Die Donati-Bruchlinie. Verh. d. Geol. R. A. 1890.

120 Heritsch F., Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. Die Tektonik der Wotschgruppe bei Pöltschach in Untersteiermark. Mitt. d. Naturw. Vereins f. Stmk., Jahrg. 1913, 50. Bd.

121 Granigg B., Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuß der Alpen. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 1910.

122 Winkler A., Referat über R. Schwinner: »Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganergebietes«. Verh. d. Geol. B. A. 1924.

123 Stille H., Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 71. Bd., Jahrg. 1919, Abh. 3 und 4.

124 — Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge, ebendort, Bd. 68, Jahrg. 1916. Monatsband IV, Nr. 12.

125 — Studien über Meeres- und Bodenschwankungen. Nachricht. d. K. Gesellschaft d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl., 1922.

126 Nowak E., Über nachtertiäre Faltenbewegungen in Albanien. Geol. Rundschau, Bd. XII, Heft 1 2.

127 Boden K., Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Jahrg. 1922, Nr. 12 und 13.

128 Arbenz P., Probleme der Sedimentation. Vierteljahresschrift der Nat. Gesellsch. in Zürich. Zürich 64. Jg., 1919, p. 246.

129 Sueß F. E., Neuarbeitung von Neumayrs Erdgeschichte.

130 Marinelli O., Il senoniano di Vernasso, i Klippen ed i conglomerati pseudocretacei del Friuli orientale. Atti della Acc. scient. Veneto-Trentino-Istr. Padova 1904.

131 Dainwelli G., L' Eocene Friulano. Monographia Geologica e Paleontologica. Aus Memorie Geografiche. Firence 1915.

132 Müller B., Lotos. Prag, 69. Bd., 1921. Vorl. Bericht über geol. Detailaufnahmen im Görzer Flysch.

133 Wentzel J., Zur Bildungsgeschichte des Laibacher Feldes und Laibacher Moores. Lotos. Bd. 70. Prag, 1922.

134 Dreger J., Erläut. zur Geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie. SW. Gr. Nr. 86. Pettau und Vinica. Wien 1898.

135 — Erläut. zur Geol. Karte d. öst.-ung. Monarchie. Nachtrag. SW. Gr. Nr. 94. Rohitsch und Drachenburg. Wien 1920.

136 Gorjanovic-Kramberger G., Geologische Übersichtskarte des Königreiches Kroatien-Slavonien mit Erläuterungen. Z. 22. Col. XIV. Blatt Agram. 1908.

137 — Geologische Übersichtskarte des Königreiches Kroatien-Slavonien mit Erläuterungen. Z. 21. Col. XIII. Blatt Rohitsch-Drachenburg. Agram 1904.

138 — Die geotektonischen Verhältnisse des Agramer Gebirges. Denkschr. d. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1907.

139 Diener C., Die Stellung der kroatisch-slavonischen Inselberge u. s. w. Mitt. der Geogr. Gesellschaft, Wien. 1902, p. 292.

140 — Bau und Bild der Ostalpen und der Karstgebirge. Aus Bau und Bild Österreichs. Wien, F. Tempsky, 1903.

141 Spitz A., Nachgosauische Störungen am Ostrande der Karawanken. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1919, Nr. 9. Wien.

142 Winkler A., Die Eruptiva am Ostrande der Alpen, ihre Magmenbeschaffenheit und ihre Beziehungen zu tektonischen Vorgängen. Zeitschr. f. Vulk., Bd. I. Berlin, 1914.

143 Schwinner R., Vulkanismus und Gebirgsbildung. Ein Versuch. Zeitschr. f. Vulkanologie. Bd. V, Berlin.

144 Götzinger G. und Vetters H., Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923.

145 Götzinger G., Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. d. Geogr. Ges., Wien 1913.

146 Leyden Fr., Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rundschau, XIII. Bd. Berlin 1923.

147 Bädeker D., Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneeberger Alpen. Geogr. Jahresb. aus Österreich. XII. Bd., 1922.

148 Beck R., In: Jahresbericht der Direktion in Verh. d. Geol. Bundesanstalt pro 1921. Verh. der Geol. B. A., Wien 1922.

149 Nowak E., Über Beeinflussung der Sedimentation durch Dislokation. Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1920.

150 Teller T., Die miozänen Transgressionsrelikte bei Steinbrück und Ratschach a. d. Save. Verh. der Geol. R. A., Wien 1898, p. 284.

151 Weithofer K. A., Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. X. Jahrg., 1917, Heft 1 und 2.

152 Krebs N., Die Dachsteingruppe. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins, 1915.

153 Böckh H. v., Einige Bemerkungen über das Vorkommen fossiler Kohlenwasserstoffe u. s. w. Zeitschr. d. intern. Vereines d. Bohrtechniker, 1914, Nr. 5, XX. Jg.

154 Fabiani R., Il Paleogene del Veneto. Mem. dell' Istituto Geologico della R. Università di Padova. Vol. III. 1915.

155 Trener G. B., Geologische Karte der österr.-ung. Monarchie. Z. 21, Col. V. Fiera di Primiero, 1905.

156 Teller F., Mastodon Arvernensis aus den Hangendtegeln der Lignite des Schalltales in Südsteiermark. Verh. d. k. k. Geol. R. A., 1891, p. 295.

157 Ampferer O., Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins, 1915. 46. Bd.

158 Slanar H., Mitt. d. Geogr. Gesellsch. Wien. 1916, p. 281 und 282.

159 Aigner A., Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. Sitzber. d. Akademie d. Wiss., Wien. Math.-naturw. Kl., Abt. I, 131. Bd., 7. und 8. Heft, 1922.

160 Schmidt W., Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. Sitzb. d. Akad. d. Wiss., Wien. Math.-naturw. Kl., Abt. I, 129. Bd., 10. Heft, 1920.

161 Creutzburg N., Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalp. Formenstudien, 2. Abt., Heft I. Berlin 1921.

162 Cornelius H. P., Über die Gerölle des bayerischen Nagelfluh. Verh. d. Geol. R. A., 1920. Wien.

163 Krebs N., Verbogene Verebnungsflächen von Istrien. Geogr. Jahresb. aus Österreich. IV. Bd., 1906.

164 — Die Halbinsel Istrien. Geogr. Abh., herausgegeben von A. Penck. IX., Heft 2. Leipzig 1907.

165 Sölch J., Verh. d. D. Geogr. Tages zu Innsbruck, 1912.

166 Hilber V., Baustufen, Paläolithicum und Löß-Stellung. Mitt. der Geol. Ges., Wien. XI. Bd., 1918.

167 Spengler E., Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales. Verh. d. Geol. R. A., 1918.

168 Hilber V., Taltreppe. Graz 1912. Selbstverlag.

169 Penck W., Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Ber. über die Verh. d. sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig. Math.-phys. Kl., 72. Bd., 1920.

170 Lehmann O., Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung der Formenablaufes bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1922.

171 Winkler A., Erwiderung an F. X. Schaffer. Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1916.

172 Davis-Braun, Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig-Berlin 1912.

173 Ampferer O., Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. Mitt. d. Geol. Gesellsch., 1918. Wien.

174 Vetters H., Die Braunkohlenvorkommen zwischen Neulengbach und Kogl. Jahrb. d. Geol. B. A. 1923. Wien.

175 Winkler A., Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Verh. d. Geol. B. A. 1924. Wien. Nr. 5, p. 93—101.

176 Höfer H. von, Das Miozän von Friedau in Steiermark. Jahrb. d. Geolog. R. A. 1894. Wien. 44. Bd.

177 Penck A., Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wissensch. XIX, XX, 1922. Berlin.

178 Kraus E., Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayr. Allgäu Abh. der Naturforschergesellschaft zu Danzig 1923.

179 Götzinger G. und Vetters H., Jahresbericht der Geol. B. A. für 1923. Verh. d. Geol. B. A. 1924, Nr. 1, p. 14 bis 21.

180 Stiny J., Beziehungen zwischen Talnetz und Gebirgsbau in Steiermark. Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. Wien. Mathem.-nat. Kl., Abt. 1, 131. Bd., 6. Heft, 1922.

181 Aigner A., Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen. Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. Wien. Mathem.-nat. Kl., 131. Bd., 7. u. 8. Heft, 1922.

182 Sölch J., Das Semmeringproblem. In: Zur Geographie des Wiener Beckens. Heiderich-Festschrift, Verlag Seidel u. Sohn, Wien. 1924.

183 Heritsch F., Morphologie des Alpenostrandes in der Grazer Bucht. Petermann's Mitteilungen, 60. Jahrg., 1923, Heft 5/6.

184 Cornelius H. P., Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. Verh. d. Geol. B. A. 1923, Wien.

185 Kober L., Der Bau und die Entstehung der Alpen. Berlin 1923, p. 253—268.

186 Ampferer O., Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrb. d. Geol. B. A. 1923, LXXII. Bd., Wien.

187 Schmidt W., Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jahrb. der Geolog. B. A. 1923, LXXII. Bd., Wien.

188 Stiny J., Die Lignite der Umgebung von Feldbach. Bergbau und Hütte. Heft 10 u. 11, Mai 1918.

189 Winkler A., Jahresbericht der Geol. B. A. für 1923. Verh. d. Geol. B. A. 1924, Wien, p. 25.

190 Rinaldini B., Die Kitzbühler Alpen. Ostalpine Formenstudien. Abt. 2, H. 3.

191 Sölch J., Alte Flächensysteme im ostmurischen Randgebirge Steiermarks. Aus: Zur Geographie der deutschen Alpen. Sieger-Festschrift, Verlag von L. W. Seidel u. Sohn, Wien 1924.

192 Schlesinger G., Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geol. Hung. Tom. II, Fasc. 1. Budapest 1923.

193 Kossmat F., Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Bd. XXXVIII, 2. Leipzig 1920.

194 Ampferer, O., Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. Jahrb. d. Geol. Bund. A. 1924, LXXIV. Bd., Juni 1924.

Nachtrag zu p. 11, Anm. 1: Inzwischen hat G. Schlesinger (192, p. 242) in den jüngeren »levantinischen« Sanden des Wiener Beckens eine oberpontische Conchylien-Fauna namhaft gemacht.

Inhaltsverzeichnis.